



Universidad Complutense
de Madrid



Facultad de Ciencias Geológicas
Departamento de Petrología y Geoquímica

TESIS DOCTORAL

**Control diagenético sobre la calidad de los reservorios
de las areniscas “U” y “T” de la Fm Napo del
Cretácico de la Cuenca Oriente, Ecuador.
Modelización térmica y su relación con la generación
de hidrocarburos.**

Jenny Estupiñán Letamendi

Madrid, Octubre de 2005

TESIS DOCTORAL

Jenny Estupiñán Letamendi

**Control diagenético sobre la calidad de los reservorios
de las areniscas “U” y “T” de la Fm Napo del
Cretácico de la Cuenca Oriente, Ecuador.
Modelización térmica y su relación con la generación
de hidrocarburos.**

Universidad Complutense de Madrid

Facultad de Ciencias Geológicas

Departamento de Petrología y Geoquímica

Directora: Dra. Rafaela Marfil Pérez (UCM)

Co-director: Dr. Albert Permanyer Bastardas (UB)

Memoria presentada para optar al grado de doctor en Ciencias Geológicas

VºB

VºB

Fdo: Dra. Rafaela Marfil Pérez

Fdo: Dr. Albert Permanyer Bastardas

*A mis padres, hermanos, sobrinos
cuñados y a mi prima*

AGRADECIMIENTOS

El trabajo en la industria del petróleo es muy amplio, pero, como en cualquier empresa, sólo cuando son rentables los beneficios, se puede llegar a la excelencia. Los parámetros petrológicos de un reservorio son muy importantes para la producción de un campo, de ahí la iniciativa del tema de este trabajo. Con esta tesis, lo que se ha querido lograr es abarcar gran parte de la Cuenca Oriente de Ecuador, para conocer como ha sido el comportamiento de los principales reservorios desde la sedimentación hasta hoy, mediante el estudio de la diagénesis y su modelización térmica, que son parámetros muy importantes de conocer, para ahorrar costos durante la producción de un campo.

Esta tesis, sin embargo, habría sido imposible de realizar sin la guía, supervisión, consejos y la experiencia de la Dra. Rafaela Marfil y el Dr. Albert Permanyer. Deseo expresarles a ellos mis agradecimientos por el entusiasmo e interés demostrado en la dirección.

Además, tengo que agradecer la colaboración del Dr. Carlos Beroiz, por sus valiosos consejos, y numerosas discusiones

científicas sobre este trabajo, que resultarán de gran ayuda en el enfoque de varios capítulos de esta memoria.

Mis agradecimientos al Ing. Manuel Rivera, que, desde Ecuador, ha estado apoyándome, aconsejándome, y colaborando en lo referente a la obtención de datos, mapas, testigos de perforación, informes geológicos, y todo cuanto ha hecho falta, para la realización de esta tesis. El Ing. Manuel Rivera Olalla, lo ha sido mi director de tesis en Ecuador: gracias por vuestra confianza y entusiasmo.

Mi agradecimiento especial a la compañía *PLATE RIVER ASSOCIATION (PRA)*, por el préstamo de la licencia del software *BasinMod*. Sin la autorización de este programa no se habría hecho la modelización térmica de la cuenca. A todos aquellos que conforman *Petroleum Systems*, gracias por vuestra colaboración.

Tengo que agradecer a la Dirección Nacional de Hidrocarburos de Ecuador (D.N.H) la autorización prestada para la obtención de los testigos de perforación, registros eléctricos, y toda la información geológica de los campos existentes en sus litotecas. Mis agradecimientos a la compañía de petróleos del Ecuador

“Petroproducción”, por su autorización para consultar y muestrear los testigos de perforación e informes geológicos.

Mi gratitud a la compañía de petróleos Occidental, que me permitió obtener varios testigos de perforación, aguas de formación, muestras de petróleos, y cuyos miembros siempre estuvieron dispuestos a ayudarme con todo lo necesario para la realización de este trabajo.

Al Dr. Antonio Delgado por su colaboración en la realización de los análisis de isótopos de los cementos carbonáticos y de las aguas de formación. A la Dra. Elena Vindel por su colaboración en la realización de las inclusiones fluidas. Al Laboratorio de Geoquímica de Barcelona por los análisis del petróleo y lutitas. Al Dr. José Tánago, y a los Srs. D. Alfredo Fernández, D. Juan Luis Baldonado y D. Eugenio Baldonado, por su apoyo en la realización de los análisis de Microsonda electrónica y asistencia con el MEB. Además, a la Lda. Marian Barajas, D. Pedro Lozano, D^a. Carmen Valdehita, y D. Miguel Juanco, por su colaboración en la realización de las láminas delgadas, análisis de Rayos X, así como por su vuestra amistad y consejos técnicos.

Al Dr. Luis Martínez, de *Universite Henri Poincare, Nancy I*,

Faculte des Sciences France, por sus consejos y colaboración en la realización de los modelos térmicos.

Quiero, igualmente, agradecer al personal de la Facultad de Ing. en Geología, Minas, Petróleos y Medio Ambiente, de la Universidad Central del Ecuador, su apoyo incondicional en la obtención de datos geológicos. Al Ing. David Solis, por su valiosa colaboración en la obtención de datos, y consejos técnicos sobre la explotación de los campos de petróleo.

Además, tengo que agradecer la colaboración de un gran número de persona, que de una u otra forma estuvieron involucradas en la realización de esta tesis.

Al Ing. Marcos Gallegos, por su colaboración en la obtención de los testigos de perforación; Al Ing. Andy Crossly, por su autorización en la obtención de datos; Al Ing. Gustavo Pinto, y al Ing. Ramiro Santacruz, por su colaboración en la obtención de trabajos técnicos. Al Ing. Gabriel Delgado, por su ayuda técnica, en todo lo referente a software. A los Ingenieros de la D.N.H.: Angel Peña, Joaquín Arellano y Wellington Merino, por el suministro de abundante información facilitada. Al Ing. Jorge Toro, por su colaboración con sus informes y trabajos científicos. Al los Drs.

Carlos Rossi, Miguel Angel Caja, M^a José Pellicer y José Andrés de la Peña, por sus comentarios, consejos técnicos y científicos. Al Dr. José Arribas por su valioso curso de procedencia y análisis modal; y a todos los miembros del Departamento de Petrología y Geoquímica de la UCM, por su colaboración y amabilidad durante mi estancia en el Departamento. Mi agradecimiento especial al Dr. Ramón Mas por su amabilidad cuando llegué por vez primera a esta Facultad y su valioso curso.

Finalmente, quiero agradecer a toda mi familia su apoyo e incondicional ayuda, tanto a los que tuve que dejar en Ecuador durante la realización del trabajo en estos cuatros largos años, como a los que tuve la suerte de que me acompañaran en España. Gracias a todos.,

DIAGENETIC CONTROL OF RESERVOIR QUALITY IN THE “U” and “T” SANDSTONES FROM THE CRETACEOUS NAPO FORMATION IN THE ORIENTE BASIN IN ECUADOR. THERMAL MODELLING AND THEIR RELATIONSHIP WITH THE OIL GENERATION.

ABSTRACT

The Oriente Basin is located in the eastern part of Ecuador. This foreland basin resulted from transpressive stress during the Upper Cretaceous, which produced the emersion of the Cordillera Real in the western part of the Oriente and the formation of the back arc basin. The “U” and “T” sandstones from the Napo formation of the Cretaceous are the focus of this research.

The Napo formation was deposited in periods of marine transgression (HST), detrital sediments came from the western part of the Oriente basin. However, some intervals of the “U” and “T” sandstones were deposited during regressive periods (LST). The thickness of the “U” and “T” sandstones decrease from east to west. Toward the west the sandstones are fine grained well selected and richer in glauconite than the east.

Petrological and geochemical determinations were performed from 54 drilling cores of which 28 were in the “U” sandstones and the rest in the “T”. The modal composition average for the “U” sandstone is $Q_{94.9}$ $F_{2.6}$ $FR_{2.5}$ and for the “T” sandstone is $Q_{97.6}$ $F_{1.6}$ $FR_{0.8}$. The obtained data suggest the Guyana Shield (gneisses and granites) and less importantly, the old detrital formations in the basin (Upper Jurassic–lower Cretaceous) as source areas.

Illite, chlorite and kaolinite are scarce and precipitated in the early diagenetic stage. Lately, during the mesodiagenesis, kaolinite was replaced by dickite. Illite and chlorite have favoured the preservation of primary porosity delaying the quartz overgrowths. Dickite has produced interlaminar secondary microporosity.

Quartz overgrowths are the most important diagenetic process (ranging from 7% to 23%) and having the major influence on the loss of primary porosity. The measured T_h temperatures indicate that they began to precipitate around 80°C and they had their maximum development around 110-120°C. The carbonate cements are scarce and show several phases: siderite S1, calcite, dolomite-Fe, and siderite S2. All are post-quartz cement and appear in all stratigraphic sequences except siderite S1. However, all carbonate cements are more abundant in fluvial sandstones with tidal influence. The

isotopic data indicate a meteoric origin for S1. For S2 siderite, the data suggest a relationship with organic matter decarboxylation in the interbedded shales. The high content in Fe and Mg in the dolomite-Fe/ankerite and the less negative isotopic values indicate precipitation during a wide range of temperatures.

Compaction index (COPL= 13% for “U” and 4% in “T”), and cementation index (CEPL= 17% in “U” and 23% “T”) show clearly the control of the cementation over compaction in the loss of porosity. Likewise, secondary porosity (ranging from 5% - 11% “U” and 1% - 7% “T”) was generated by dissolution of the carbonate cements and feldspars.

The interbedded shales are rich in organic matter type II and III (continental and marine with algal influence). Whole analyses of the R_0 (<0.5%) indicate that the reservoir did not enter into the hydrocarbon window. However, samples free of hydrocarbon contamination measured R_0 at nearly 0.9%. Likewise, the degree of isomerization of the steranes measured on the oil samples gave values of 0.9%, equivalents to the obtained R_0 . These data suggest that the interbedded shales in the Napo Formation are the source area of the hydrocarbon in the two reservoirs.

The biomarkers analysed in the oils (hopanes, homohopanes, steranes and terpanes) did not display differences, suggesting the same provenance for oils in both reservoirs. The sequence for the diagenetic processes occurred in the reservoirs sandstones has been interpreted according to the thermal modelling for the basin, which suggests that the early generation of oil began between 7 and 16 Ma, Miocene (Tortonian - Serravalian).

Key Words. Diagenesis, reservoirs, organic geochemistry, Napo Formation, Oriente basin, Ecuador.

RESUMEN

La cuenca del Oriente Ecuatoriano, se encuentra en la parte oriental del Ecuador, corresponde a una cuenca de antepaís, que se estructura como resultados de esfuerzos transpresivos a partir del Cretácico superior, lo que provoca la emersión de la Cordillera Real en la parte occidental del Oriente y la formación de la cuenca de tras arco. Las Areniscas “U” y “T”, de la Fm Napo del Cretácico corresponden el área de estudio de este trabajo.

La Fm Napo fue depositada en periodos de transgresión marina (HST), de sedimentos detríticos procedentes de la parte occidental de la cuenca. Sin embargo, algunos intervalos de areniscas “U” y “T” fueron depositadas en periodos de regresión (LST). Los espesores de las areniscas “U” y “T” decrecen, desde el este hacia el oeste. Hacia el Oeste las areniscas son de grano fino bien seleccionadas y más glauconíticas comparadas con las areniscas del este.

Los análisis petrológicos y geoquímicos fueron realizados a 54 testigos de perforación, 28 correspondiente a la Arenisca “U” y los restantes para la Arenisca “T”. La composición modal media para la Arenisca “U” es: $Q_{94.9}$ $F_{2.6}$ $FR_{2.5}$ y para la Arenisca “T” es $Q_{97.6}$ $F_{1.6}$ $FR_{0.8}$. Los datos obtenidos sugieren que los sedimentos proceden del escudo Guyana (gneises y granitos), y de las antiguas formaciones de la cuenca (Jurásico- Cretácico Inferior).

La illita, clorita y caolinita son escasos y precipitaron en una primera etapa de eodiagénesis. Durante la mesodiagénesis la caolinita fue reemplazada por la dickita. Los clay rim de clorita e illita han favorecido la preservación de la porosidad primaria retardando el sobrecrecimiento de cuarzo. La dickita ha producido microporosidad interlamina secundaria.

Los cementos de cuarzo son los procesos diagenéticos más importantes (promedio 7% a 23%) y son los que influyen principalmente en la pérdida de porosidad primaria. La medida de Th (temperatura de homogenización), indican que los Sobrecrecimientos de cuarzos empezaron a precipitar a partir de los 80°C, teniendo su máximo desarrollo alrededor de 110-120°C.

Los cementos carbonáticos son escasos y muestran varias fases: siderita S1, calcita, dolomita-Fe, y siderita S2. Todos son post cementos de cuarzo y se presentan en todas las secuencias estratigráficas excepto siderita S1. Sin embargo, todos los cementos

carbonáticos son más abundantes en las areniscas fluviales con influencia tidal. Los datos isotópicos indican un origen meteórico para la siderita S1. Los datos de la siderita S2 sugieren una relación con la descomposición de la materia orgánica que se encuentra en las lutitas intercaladas en las areniscas. El alto contenido en Fe y Mg en los cementos de dolomita-Fe/ankerita y los valores isotópicos menos negativos indican una precipitación en un amplio rango de temperatura.

El índice de compactación (COPL= 13% para la arenisca “U” y 4% en “T”), y el índice de cementación (CEPL= 17% “U” y 23% para “T”) muestran claramente que la pérdida de porosidad se produce por cementación. Asimismo, la porosidad secundaria fue generada por la disolución de los cementos carbonáticos y feldespatos.

Las muestras de lutitas intercaladas en las areniscas reservorio, son ricas en materia orgánica de tipo II, III (continental a marino con influencia algal). Todos los análisis realizados en las muestras de lutitas indican reflectancias de vitrinita ($<0.5\%$), sugiriendo que los reservorios no han entrado a ventana de hidrocarburo. Por otro lado, las muestras que fueron varias veces analizadas, logrando dejarlas libres de hidrocarburos, llegaron a dar valores de reflectancias de vitrinita aproximadas a 0.9% . Asimismo, los análisis realizados a los petróleos, en base al grado de isomerización de los esteranos, para conocer su madurez, arrojan valores aproximados de 0.9% , que son valores equivalentes a las reflectancias de la vitrinitas. Estos valores indican que las lutitas de la Fm Napo serían la roca madre de los hidrocarburos extraídos en las dos areniscas “U” y “T”. A pesar de todos éstos resultados cabe destacar que se debe hacer más análisis sobre las lutitas de la Fm. Napo, para corroborar los datos obtenidos en este trabajo.

Los biomarcadores analizados en los petróleos de los diferentes pozos (hopanos, homohopanos, esteranos y terpanos) de las diferentes arenas reservorios, no presentan diferencias, lo que indica que los petróleos de las dos areniscas proceden de la misma área fuente. La secuencia de los procesos diagenéticos observada en las areniscas, ha sido interpretada según el modelo térmico de la cuenca, que determina que en la cuenca la generación temprana del petróleo comenzaría entre 7 a 16 Ma, Mioceno (Tortonense – Serravaliense).

Palabras claves. Diagénesis, reservorios, geoquímica orgánica, Formación Napo, Cuenca Oriente, Ecuador.

Índice

ÍNDICE

I. INTRODUCCIÓN.....	3
I.1. OBJETIVOS Y PROBLEMAS PLANTEADOS	4
I.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	5
I.3. SITUACIÓN GEOLÓGICA	6
II. ANTECEDENTES.....	11
II.1. ESTUDIOS GEOLÓGICOS.....	11
II.2. ESTUDIOS DE EXPLORACIÓN Y PRODUCCIÓN	12
II.3. ESTUDIOS SEDIMENTOLÓGICOS Y PETROGRÁFICOS	15
II.4. ESTUDIOS PALEOGEOGRÁFICOS Y TECTÓNICOS	16
II.5. ESTUDIOS GEOQUÍMICOS.....	17
III. ACTIVIDAD PETROLERA EN EL ECUADOR.....	21
III.1 INTRODUCCIÓN.....	21
III.2. CONTROL ESTRATIGRÁFICO (RESERVORIOS Y ROCAS MADRE)	22
III.3. CONTROL ESTRUCTURAL Y TIPOS DE TRAMPAS	27
III.4. RESERVAS DE PETRÓLEO.	28
III.5. CALIDAD DEL PETRÓLEO EN LA CUENCA ORIENTE.....	28
III.6. PRODUCCIÓN Y COMERCIALIZACIÓN.....	29
III.7. PETROECUADOR	32
III.8. SISTEMA DE EXPLOTACIÓN Y SU ANÁLISIS.....	33
III.9. TRANSPORTE Y ALMACENAMIENTO DE PETRÓLEO	34
III.10. DAÑOS ECOLÓGICOS PROVOCADOS POR LA ACTIVIDAD PETROLERA	36
IV. METODOLOGÍA.	39
IV.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	39
IV.2. OBTENCIÓN DE LOS TESTIGOS DE PERFORACIÓN.	39
IV.3. TRABAJO DE LABORATORIO.....	41
IV.3.1. <i>Preparación de las muestras</i>	41
IV.3.2. <i>Realización de las láminas delgadas para el estudio petrográfico y análisis modal</i>	41
IV.4. ESTUDIO SOBRE LA MUESTRA EN FRACTURA NATURAL.....	42
IV.4.1. <i>Difracción de Rayos-X (DRX)</i>	42
IV.4.2. <i>Microscopía electrónica de barrido (MEB)</i>	43
IV.5. ESTUDIOS REALIZADOS SOBRE LAS LÁMINAS DELGADAS.....	43
IV.5.1. <i>Estudio petrográfico</i>	43

IV.5.2. <i>Análisis modales</i>	43
IV.5.3. <i>Microsonda electrónica</i>	44
IV.5.4. <i>Estudio de las inclusiones fluidas</i>	45
IV.6. ANÁLISIS DE LOS CARBONATOS, ISÓTOPOS DE C Y O.....	46
IV.7. ANÁLISIS DEL AGUA DE FORMACIÓN.....	47
IV.8. REFLECTANCIA DE LA VITRINITA	47
IV.9. ANÁLISIS DE HIDROCARBUROS.....	48
IV.10. MODELIZACIÓN TÉRMICA.....	48
V. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DE LA CUENCA DE ORIENTE, ECUADOR	51
V.1. ESTRATIGRAFÍA	51
V.1.1. <i>Rasgos estratigráficos de la Cuenca Oriente</i>	51
V.1.2. <i>Substrato Precámbrico/Basamento metamórfico</i>	56
V.1.3 <i>PALEOZOICO</i>	57
V.1.3.1. Formación Pumbuiza (Silúrico - Devónico).....	57
V.1.3.2. Formación Macuma (Carbonífero Superior).....	57
V.1.4. <i>MESOZOICO</i>	57
V.1.4.1. Formación Santiago (Jurásico Inferior).....	57
V.1.4.2. Formación Chapiza (Jurásico Medio - Jurásico Superior)	59
V.1.4.3. Formación Hollín (Cretácico Inferior: Aptiense - Albiense).....	59
V.1.4.4. Formación Napo (Cretácico Inferior – Cretácico Superior:	
(Albiense – Campaniense)	60
V.1.4.4.1. Arenisca “T”	61
V.1.4.4.2. Arenisca “U”	61
V.1.4.5. Formación Tena (Maestrichtiense Inferior - Paleoceno Inferior)	62
V.1.5. <i>CENOZOICO</i>	62
V.1.5.1. Formación Tiyuyacu (Paleoceno Superior - Eoceno)	62
V.1.5.2. Formación Ortegua (Eoceno Medio - Oligoceno)	63
V.1.5.3. Formación Chalcana (Oligoceno Superior – Mioceno Medio)	63
V.1.5.4. Formación Arajuno (Mioceno Superior).....	64
V.1.5.5. Formación Curaray (Mioceno Superior).	64
V.1.5.6. Formación Chambira (Mio-Plioceno).....	65
V.1.5.7. Formación Mesa (Plio - Pleistoceno).....	65
V.1.5.8. Formación Mera (Cuaternario)	65
V.2. ESTRUCTURA DE LA CUENCA ORIENTE	65
V.2.1. <i>Dominios estructurales del Oriente</i>	68
V.2.1.1. Dominio Occidental: Sistema Subandino	68
V.2.1.1.1. Levantamiento Napo.....	69
V.2.1.1.2. Depresión Pastaza.....	71
V.2.1.1.3. Levantamiento Cutucú.....	71
V.2.1.2. Dominio Central: Corredor Sacha-Shushufindi.....	71
V.2.1.3. Dominio Oriental: Sistema invertido Capirón-Tiputini.....	71

V.3. ETAPAS DE EVOLUCIÓN DE LA CUENCA ORIENTE.....	71
V.3.1. Fase I: Paleozoico (Margen pasivo extensional)	73
V.3.2. Fase II: Mesozoico Inferior (pre-levantamiento de los Andes..... y subsidencia continental).....	74
V.3.3. Fase III: Mesozoico Superior (Levantamiento Nevadan y extensión)	75
V.3.4. Fase IV: Terciario (Cuenca remanente de los Andes).....	75
V.4. ETAPAS DE DEFORMACIÓN.....	76
V.4.1. Extensión pre-cretácica	76
V.4.2. Extensión Napo Inferior (Albiense - Cenomaniense)	76
V.4.3. Inversión Napo Medio-Tena Inferior (Turonense - Maestrichtiense).....	76
V.4.4. Inversión Tiyuyacu Inferior (Eoceno Inferior).....	77
V.4.5. Inversión Plioceno - Cuaternario	78
VI. ANALISIS PETROLÓGICO Y DIAGENÉTICOS DE LAS ARENISCAS “U” Y “T”	
LA DE LA FM NAPO	81
VI.1 LOCALIZACIÓN DE LOS INTERVALOS DE LAS ARENISCAS ESTUDIADAS	81
VI.2 PETROLOGÍA DE LAS ARENISCAS “U” Y “T”	81
VI.2.1. Componentes principales	81
VI.2.2. Tipos de cuarzos	86
VI.2.3. Tipos de feldespatos	89
VI.2.4. Tipos de fragmentos de roca.....	89
VI.2.5. Otros componentes del esqueleto.....	91
VI.3. ANÁLISIS DE LA PROCEDENCIA.....	93
VI.3.1. Tipos de cuarzo	93
VI.3.2. Restauración de la composición original del sedimento.....	94
VI.3.2.1. Feldespatos.....	95
VI.3.2.2. Fragmentos de roca.....	96
VI.3.2.3. Diagrama de clasificación Q-F-FR restaurado.....	97
VI.3.2.4. Diagrama ternario Qt-F-L	98
VI.3.2.5. Diagrama ternario Qm-F-Lt (restaurado)	100
VI.3.3. Rasgos paleogeográficos e interpretación de la procedencia de las areniscas “U” y “T” en la Cuenca Oriente.....	102
VI.4. DIAGENESIS	105
VI.4.1. Matriz diagenética y cementos arcillosos.....	105
VI.4.2. Cemento de cuarzo	110
VI.4.3. Inclusiones incluidas en los cementos de cuarzo	113
VI.4.4. Cementos carbonáticos.....	114
VI.4.4.1. Siderita.....	114
VI.4.4.2. Calcita	117
VI.4.4.3. Dolomita-Fe/Ankerita	121

VI.4.5. Discusión sobre los cementos carbonáticos.....	125
VI.4.5.1. Siderita.....	125
VI.4.5.2. Calcita.....	128
VI.4.5.3. Dolomita-Fe/ankerita	129
VI.4.6. Agua de formación	131
VI.4.7. <i>Evolución de la porosidad</i>	134
VI.4.7.1. Porosidad primaria.....	134
VI.4.7.2. Porosidad secundaria.....	134
VI.4.7.3. Distribución de la porosidad frente a la profundidad	136
VI.4.8. <i>Compactación mecánica y química</i>	137
VI.4.9. <i>Relación entre la compactación y la cementación</i>	137
VI.5. DISCUSIÓN SOBRE LA SECUENCIA DIAGENÉTICA.....	140
VI.6. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LAS LUTITAS.....	144
VI.6.1. <i>Microfábrica</i>	147
VII GENERACIÓN DE HIDROCARBUROS Y MODELIZACIÓN TÉRMICA	
EN LA CUENCA ORIENTE.....	151
VII.1. LA MATERIA ORGÁNICA DE LA FORMACIÓN NAPO.....	151
VII.2. GEOQUÍMICA DE INVENTARIO. LA PIROLISIS <i>ROCK-EVAL</i> : FUNDAMENTOS Y METODOLOGÍA.....	153
VII.2.1. <i>Fase de pirólisis</i>	153
VII.2.2. <i>Fase de oxidación</i>	155
VII.2.3. <i>Grado de maduración</i>	155
VII.3. MODELIZACIÓN TÉRMICA	158
VII.4. PIROLISIS <i>ROCK-EVAL</i> DE LUTITAS.	159
VII.4.1. <i>Resultados</i>	159
VII.5. COMPOSICIÓN ORGÁNICA Y GRADO DE MADUREZ DE LAS LUTITAS.....	164
VII.6. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LOS PETRÓLEOS DE LAS ARENISCAS	
“T” Y “U” DE LA FM NAPO	167
VII.6.1. <i>Cromatografía de gases por detección iónica de llama (GC FID)</i>	167
VII.6.2. <i>Cromatografía de gases–Espectrometría de masa (GC–MS)</i>	169
VII.6.3. <i>Resultados</i>	170
VII.6.3.1. n-alcanos e isoprenoides	170
VII.6.3.2. Esteranos regulares	170
VII.6.3.3. Terpanos.....	171
VII.6.3.4. Madurez	176
VII.7. MODELIZACIÓN TÉRMICA	178
VII.7.1. <i>Discusión y resultados</i>	180
VII.7.1.1. Primer modelo térmico.....	180
VII.7.1.2. Segundo modelo térmico	187
VII.7.1.3. Tercer modelo térmico	189

VIII. CONCLUSIONES.....	195
IX BIBLIOGRAFÍA	199
X. ANEXOS	221

Capítulo I

Introducción

I. INTRODUCCIÓN

Esta tesis es el trabajo de cuatro años de investigación para obtener y realizar un análisis generalizado de la geología de la Cuenca de Oriente en Ecuador, utilizando como fuentes principales de trabajo informes geológicos y publicaciones recientes, en la medida que han estado al alcance del público. Además ha sido fundamental la colaboración por parte de la Dirección Nacional de Hidrocarburos, junto con Occidental Petroleum del Ecuador, que me facilitaron testigos de perforación e informes geológicos, para tener una fuente de trabajo en que sustentarme, así como datos de registros eléctricos que, analizados, dan información muy importante del subsuelo de la Cuenca Oriente. Todo ello ha permitido la evaluación de los pozos y su correlación con la información obtenida de los análisis realizados y las diferentes técnicas utilizadas para interpretar el comportamiento de los reservorios.

En este trabajo se encontrará el resultado y las conclusiones de los análisis petrológicos y geoquímicos de un total de 57 testigos de perforación que corresponden 28 para la arenisca “U” y 29 testigos de perforación para la arenisca “T”. Ambas areniscas pertenecen a la Fm

Napo de edad cretácica. Cada uno de estos análisis proporciona una información muy importante, permitiéndonos conocer la evolución diagenética de la cuenca, y los efectos de ésta en la calidad de los diferentes reservorios. Asimismo se analizarán las posibles anomalías que pueden ocasionar para la explotación adecuada de los hidrocarburos presentes en los mismos.

Una vez conocida la evolución diagenética de las arenas estudiadas, integraremos estos datos dentro de los ambientes de sedimentación, ayudados por la interpretación de perfiles eléctricos, a fin de correlacionar y obtener información del comportamiento de las arenas en los distintos ambientes deposicionales dentro de la cuenca. Para éste estudio petrográfico y diagenético de las areniscas “U” y “T” de la formación Napo del Cretácico de la Cuenca de Oriente, no se han considerado las subdivisiones para cada una de las areniscas: “U” superior y “U” inferior; “T” superior y “T” inferior, sino que se las ha considerado únicamente como: arenisca “U” y arenisca “T”. Esta decisión ha sido tomada debido a que los testigos de perforación obtenidos corresponden a diferentes profundidades en las areniscas. Definiéndose así el estilo diagenético global para cada una de ellas, y su efecto en los reservorios.

Finalmente, se realizará una modelización térmica regional de los niveles generadores de hidrocarburos de la Fm Napo, utilizando el programa *BasinMod1* (*Plate River Associates, Inc*), para determinar la ventana de generación de hidrocarburos en la cuenca. Con todos los datos obtenidos se realizará una síntesis de la evolución diagenética y geoquímica de la Fm Napo en la Cuenca de Oriente de Ecuador.

I.1. Objetivos y problemas planteados

Existe un objetivo principal en la realización de esta tesis doctoral, que es integrar en un sólo trabajo el análisis petrológico, junto con la geoquímica y modelización térmica de la cuenca, mediante el estudio de la materia orgánica incluida en las lutitas de los reservorios principales de la Fm Napo del Cretácico. Para ello nos hemos basado en los análisis de los testigos de perforación e interpretación de registros eléctricos de sondeos.

El estudio de la composición se hará a partir del análisis petrológico detallado, incluyendo datos geoquímicos, de los principales cementos. Con los resultados composicionales obtenidos podemos evaluar la procedencia de los sedimentos para la

arenisca “U” y arenisca “T” de la Fm Napo.

Asimismo, el control diagenético es la base principal para conocer y evaluar la evolución de los diferentes eventos ocurridos en los sedimentos desde su sedimentación en la cuenca hasta el comportamiento actual de los mismos. Se realizará una secuencia evolutiva de procesos en la historia de enterramiento de la cuenca. Dichos procesos diagenéticos se correlacionarán con los diferentes ambientes de sedimentación. Para ello, se contará con la ayuda de los análisis de los registros eléctricos (Gr, Rt, Sónico), realizados durante la perforación, y con la realización de cortes estratigráficos, que permitirá hacer correlaciones en las dos areniscas reservorio. Estos datos nos facilitarán la comprensión de las principales propiedades características que afectan a las areniscas estudiadas.

El análisis del agua de formación para las areniscas “U” y “T” se realizará en cinco pozos, con el propósito de estudiar la composición química de los fluidos, que permitan conocer la posible fuente de los mismos, así como la composición y la temperatura en la que el agua ha permanecido en el espacio poroso de la roca. Se ha pretendido conocer los efectos netos de los intercambios diagenéticos entre el agua y los componentes sólidos de los sedimentos y

cualquier otro fluido, como gases o hidrocarburo líquido que puedan estar presentes.

En el desarrollo de esta tesis doctoral se realizarán los análisis de la reflectancia de la vitrinita (R_o), el índice de alteración termal y la pirólisis. Para ello se han recogido muestras de los intervalos de lutitas de cuatro pozos de la cuenca, que corresponden a diferentes profundidades entre las areniscas “U” y “T”. Estos análisis nos ayudarán a conocer la madurez termal de la materia orgánica en las diferentes áreas de la cuenca, y que con posterioridad se utilizará en la evaluación del modelo térmico de la cuenca.

Además, se hará un estudio geoquímico de los hidrocarburos. Para éstos análisis se ha contado con muestras de hidrocarburos de once pozos, siete corresponden a la arenisca “U” y las restantes a la “T”. Estos análisis nos darán información sobre la calidad del hidrocarburo, y nos permitirá clasificar el tipo de kerógeno y la posible roca madre de donde proceden.

Por último, una vez obtenida toda esta información, y para concluir con la síntesis y evolución de la cuenca, se realizará el modelo térmico de enterramiento y así poder contestar a las dudas y preguntas que nos habíamos planteado de antemano:

1) ¿Cómo se encuentran en la actualidad los reservorios? 1) ¿Cuáles son las causas principales que afectaron la porosidad de los mismos? y 3) ¿Dónde y cuándo comenzaron a generarse los hidrocarburos en la Cuenca Oriente de Ecuador ?.

Finalmente, este trabajo está orientado a todos aquellos que se encuentren interesados en conocer la geología de la Cuenca Oriente desde un punto de vista evolutivo, el comportamiento y evolución diagenética de la Fm Napo, así como su influencia en la calidad como reservorio.

I.2. Situación geográfica

La República del Ecuador está situada en la costa Oeste de Suramérica, entre Colombia y Perú. Geográficamente, el país está dividido por los Andes, que delimitan la parte continental en tres regiones naturales muy distintas: la región costera, al Oeste; el altiplano andino, en el centro, y la Cuenca de Oriente, al Este. La zona baja se denomina Oriente, así como parte de la Cuenca Amazónica Superior, la cual se levanta hacia el Oeste desde una altura promedio de solo 200 m hasta cerca de 800 sobre el nivel del mar, y más de 2.000 m en la zona Subandina (Fig.1.1).

La Cuenca Oriente del Ecuador incluye tanto la inmensa región plana cubierta de jungla, que forma parte de la Cuenca Amazónica superior, como la zona Subandina, que está caracterizada por empinadas montañas de espesa vegetación. El clima es tropical y la pluviometría es muy elevada en toda la zona. El Oriente propiamente dicho comprende la cuenca Terciaria con sedimentos que yacen horizontalmente con mesas y terrazas disecadas.

Los ríos más importantes (Aguarico, Napo, Pastaza, Santiago) determinan las principales características morfológicas y son las rutas de acceso. Carreteras recientemente construidas y un oleoducto (trasandino) conectan con los campos petroleros en el Nororiente. La compleja zona Subandina comprende las estribaciones que alcanzan hasta 2.000 m de altura, formadas por el levantamiento Napo al Norte y el levantamiento Cutucú al Sur (Fig.1.1), en los que sedimentos mesozoicos plegados y cabalgados están expuestos (Baldock, 1982).

La región Amazónica comprende las zonas de Bermejo-Charapa-Cuyabeno, Sur 18B- Tiguino - Primavera – Yuturi, Tiputuni, Pucuna, Coca, Cóndor, Pungarayacu y Conambo, y ocupan un área de 1.562.000 hectáreas. (Fig. 1.1) (Molina y Alvarado, 1986).

I.3. Situación geológica

La Cuenca de Oriente objeto de nuestro estudio, forma parte de la región Subandina, y está ligada al sistema montañoso de los Andes, formando una unidad morfológica continua que se extiende a lo largo de más de 9.000 Km. de longitud por todo el extremo occidental del continente Suramericano, desde Venezuela al Norte, hasta la región de Tierra del Fuego en Argentina al Sur.

En conjunto el sistema de los Andes es una cadena orogénica compleja, formada por la subducción de las placas oceánicas del Caribe y Pacífico oriental bajo el margen continental de Suramérica (Dewey and Bird, 1970; James, 1971). En sentido transversal, se diferencian en la cadena de los Andes: un arco magmático central, que coincide con una región de intensa actividad volcánica, el cual se encuentra anqueado al Oeste, en la región pacífica, por una cuenca de antearco y una fosa profunda, donde la lámina de agua alcanza cerca de los 5.000 m de profundidad. Al Este, este arco queda anqueado por una cordillera plegada (*foreland thrust belt*) y su correspondiente cuenca de antepaís (*foreland basin*), donde se localiza la Cuenca de Oriente en Ecuador (Fig. 1.1).

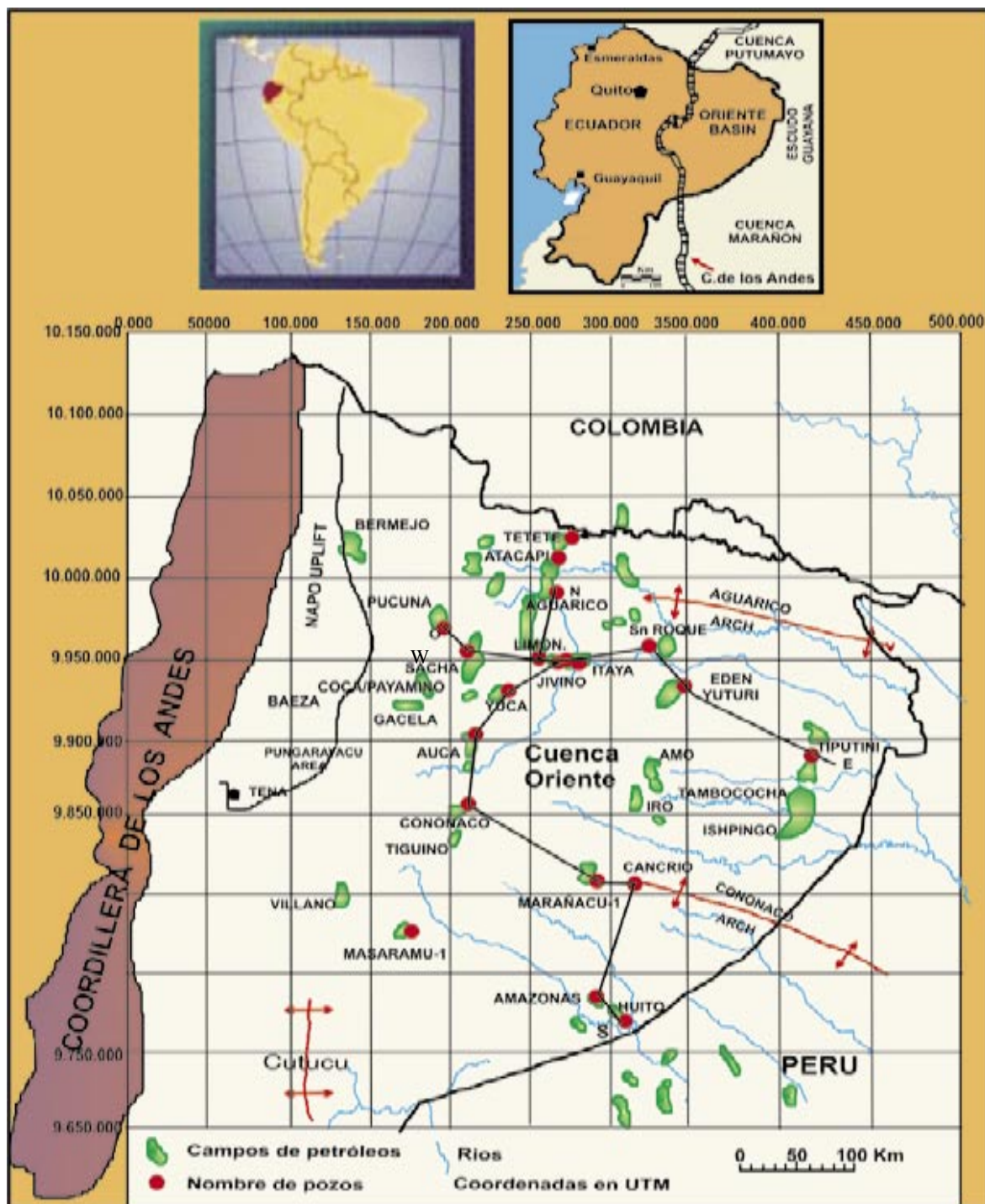


Fig. 1.1 Mapa de localización de los principales campos de hidrocarburos y pozos (Según White et al., 1995) de donde se han tomado las muestras de sondeos de la Cuenca Oriente, Ecuador. Las líneas de unión de los puntos indican las direcciones de los cortes estratigráficos realizados en este trabajo

La configuración actual de la cadena andina es el resultado de las últimas etapas orogénicas que tuvieron lugar durante el Plio-Pleistoceno. Estas características de la región andina, constituyendo un margen continental activo de tipo convergente por subducción y no por colisión de placas, le da un carácter muy específico a esta cadena, permitiendo que en los tratados de tectónica sirva de modelo como “margen convergente de tipo Andino”.

La geología regional de Suramérica, editada por Jenks (1956), junto con el estudio paleogeográfico sobre este continente realizado por Harrington (1962) han sido de gran utilidad en este estudio. La información referente al origen y evolución de las cuencas Subandinas durante el Paleozoico y Mesozoico Inferior es escasa en líneas generales para aquellas cuencas que se extienden desde Venezuela a Perú. Por el contrario, se dispone de mejor información en las cuencas de Bolivia y Argentina, donde las series paleozoicas adquirieron un buen desarrollo.

La Cuenca de Oriente en Ecuador

es una de antepaís o retroarco, y está íntimamente ligada a la formación de la cadena de los Andes Ecuatorianos. Dicha cuenca comporta, probablemente, una historia geológica temprana, durante el Paleozoico y Mesozoico Inferior, si bien, su desarrollo principal tuvo lugar durante el Mesozoico tardío y el Terciario, como consecuencia de los movimientos orogénicos que dieron lugar al nacimiento y formación de la gran Cordillera de los Andes.

La escasez de afloramientos en esta cuenca Subandina, al estar en su mayoría cubierta por una potente cobertera cuaternaria, y al hecho de encontrarse en su mayoría en zonas de selva tropical, ha hecho que los trabajos geológicos regionales o de detalle sobre la misma, hayan sido escasos. Afortunadamente, el interés petrolífero que esta cuenca ha despertado en las últimas décadas, ha permitido que se intensificaran los estudios del subsuelo, por lo que hoy en día disponemos, gracias a la sismica de reflexión y a los sondeos perforados en la misma, de una buena información geológica básica.

Capítulo II

Antecedentes

II. ANTECEDENTES

Las Cuencas Subandinas de Suramérica, entre las que se encuentra la Cuenca Oriente en Ecuador, han sido objeto de numerosos trabajos tanto de investigación como por parte de la industria privada. Los motivos de este interés científico y profesional han sido los importantes reservas petrolíferas que se han encontrado en ellas.

En el Ecuador, los campos petroleros, ubicados en la región Oriental, son reservorios de petróleo de gran importancia para el país. Las formaciones donde se encuentra la mayor parte de las reservas de hidrocarburos la constituyen la Fm Hollín, y la Fm Napo de edad cretácica. Dentro de la Fm Napo las areniscas “U” y “T” constituyen las rocas reservorios que conforman la mayor parte de las reservas de hidrocarburos.

II.1. Estudios geológicos

Sauer (1965) realiza uno de los primeros estudios geológicos en el Ecuador, en él sintetiza el resultado de numerosos trabajos científicos sobre investigaciones geológicas, petrográficas y mineralógicas del país.

La Dirección Nacional de Geología y Minas, del Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos de Ecuador, en colaboración con el Instituto Geológico del Medio Ambiente Natural de Londres (1982), realizan un trabajo geológico, con el propósito de desarrollar nuevas técnicas de levantamiento de mapas geológicos e investigación de recursos geológicos y mineros. En este estudio obtienen el nuevo mapa geológico sistemático del Ecuador a escala 1:100.000, con su correspondiente explicación de las diferentes áreas geológicas.

Jaillard (1997) realiza la síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretácico y Paleógeno de la Cuenca Oriente. Recoge una síntesis de trabajos anteriores y discute los problemas estratigráficos de la Cuenca. A partir de ella desarrolla nuevos estudios de campo y de sondeos que permiten dar nueva información sobre la estratigrafía de la Cuenca, medios sedimentarios, evolución, correlaciones y un modelo de la Cuenca Oriente. Este autor distingue dos grandes periodos en la historia geológica de la Cuenca Oriente: Durante el primer periodo, en el “Aptiense Medio - Turoniense Inferior” el Oriente era una cuenca poco subsidente subsidiaria, cuya sedimentación estuvo controlada principalmente por la transgresión marina

eustática del Cretácico Medio. Durante la segunda etapa, en el Turoniense Superior - Paleoceno, la subsidencia estuvo controlada por la tectónica compresiva.

White et al. (1997) realizan un trabajo sobre la estratigrafía del Cretácico de la Cuenca Oriente, basado en datos tectónicos y sedimentológicos. En este trabajo los autores concluyen que dentro del Albiense-Maestrichtiense existen varias secuencias estratigráficas de tercer orden, que están representadas por la formaciones Hollín, Napo y el sistema deposicional Tena. Además, manifiestan que desde el Aptiense-Turoniense, la Cuenca Oriente existió como expresión de un margen cratónico pasivo pre-tectónico, bajo influencia marina, y desde el Turoniense-Maestrichtiense, la cuenca sufrió un periodo sin-tectónico y el comienzo de la primera fase de inversión de las estructuras pre-cretácicas, donde las influencias eustáticas están aún presentes.

II.2. Estudios de exploración y producción

Feininger (1975), en su trabajo sobre el origen del petróleo en el Oriente del Ecuador, comenta que el petróleo en la Cuenca Oriente, procede principalmente de sedimentos clásticos terrígenos de

grano fino, asociados a facies profundas depositadas en un talud continental, desarrollado al Oeste de la Cuenca. Estos sedimentos de talud fueron metamorfizados y levantados durante la orogenia andina, formando actualmente parte de la cordillera oriental de los Andes.

Smith(1989) estudia las salinidades del agua de las Formaciones Hollín y Napo (Cretácico) de la Cuenca Oriente. Este autor sugiere que el rango de salinidades para el Cretácico en la Cuenca Oriente oscila entre los 500 y 130.000 ppm de CaCl. Los registros de pozos y los test de perforación documentan un patrón consistente del incremento de las salinidades desde el Este hacia al Oeste, dentro de areniscas individuales y verticalmente, desde las más profundas a las más someras. La formación Napo está expuesta en la región de la zona Subandina y está representada por lutitas marinas distales. Al Este, las secciones de la Hollín y Napo están relativamente a poca profundidad y al final, se unen para llegar a ser una capa de areniscas no diferenciadas, que se acuña solapando sobre las rocas del Precámbrico del escudo Guyana. Esta teoría explica que la geometría de la Cuenca en el pasado era muy similar, permitiendo la entrada de agua meteórica a la Fm Hollín desde el Este, y el desplazamiento del agua connota hacia el Oeste, a través de la Cuenca.

Dashwood et al. (1990) caracterizan los aspectos de la geología petrolera en la Cuenca Oriente de Ecuador. Este trabajo abarca muchos rasgos geológicos de la Cuenca, como el estudio de la historia estructural desde el Cretácico Inferior al Cretácico Superior. Asimismo, infieren que el petróleo en la Cuenca Oriente parece haberse generado a partir de las rocas madres del Cretácico de áreas ubicadas en el Oeste y que estas rocas fueron metamorfizadas en la Cordillera Andina. Esta hipótesis ya había sido propuesta por Feininger (1975).

Beroiz (1994) realiza un estudio sobre la geología de las Cuencas Subandinas y el interés petrolíferos de cada Cuenca. En su estudio enfatiza fundamentalmente la paleogeografía y estructura de las Cuencas Subandinas, haciendo una síntesis general de las mismas.

White et al. (1995) estudian la caracterización de los reservorios de las Fms Hollín y Napo en el Oeste de la Cuenca Oriente, mencionando que estas formaciones son el resultado de una sucesión de sedimentos deltaicos y uviales, alimentados desde el Este de la Cuenca, progradando hacia el Oeste, e integrándose en parasecuencias de sedimentos de playa y marinos de plataformas.

Rivadeneira et al. (1999) elaboran el modelo estructural de la Cuenca Oriente en general y de su sistema petrolífero. Estos autores presentan nuevas ideas sobre la Cuenca en base a nuevas interpretaciones sísmicas, imágenes de radar, análisis de registros eléctricos y geología de campo. Asimismo, describen las características geológicas de los veinte campos más importantes de la Cuenca, definiendo la edad de cada campo, las características de los crudos y un esbozo del sistema deposicional de sus principales reservorios.

Mello et al. (2000) estudian la fuente de los hidrocarburos y la evaluación paleo-ambiental de la Fm Napo en el Oriente. Las facies con un alto potencial como fuente de hidrocarburos fueron depositadas en un máximo paleobatimétrico en el límite del Cenomaniense-Turonense. Según estos autores, muchos eventos han quedado grabados en las secuencias estratigráficas de la Cuenca Subandina de toda Suramérica, y corresponden a eventos que ocurrieron por eustatismo global, como la subida del nivel del mar al final del Cenomaniense-Turonense Inferior.

Debra (2001) realiza un estudio sobre Putumayo-Oriente-Marañón, de Colombia, Ecuador y Perú, analizando los sistemas petroleros del Cenozoico,

Mesozoico y Paleozoico, en la búsqueda de nuevas fuentes de gas y petróleo. Asimismo, realiza la historia termal y de enterramiento de varios campos de petróleo. De igual forma esta autora investiga sobre los principales elementos de la cuenca, como es la generación, la migración, el entrapamiento y la acumulación del petróleo y/o gas en la Cuenca Putumayo-Oriente-Marañón en Colombia, Ecuador y Perú.

Energy Venture Opportunities Internacional (2002) confecciona un memorando informativo sobre la exploración y producción, realizada en el bloque 11, ubicado en la Cuenca Oriente. Los autores de este trabajo hacen un análisis sobre la historia de exploración, estructura geológica del campo, y desarrollo de las principales trabajos de reinterpretaciones geológicas y petrofísicas.

Ruiz (2002), en su estudio sobre la exhumación de la zona Subandina en el Norte del Ecuador, propone un estudio combinado termocronológico de los minerales pesados encontrados en la zona Subandina de Ecuador. Según este autor, al Norte de la zona Subandina las temperaturas de enterramiento generadas

nunca fueron superiores a 100°C, y la profundidad de las rocas sedimentarias no excedieron de 3-4 Km, para un gradiente geotermal de 30°C/km. Además, señala dos cambios en las áreas fuentes. El primero, de gran escala de sedimentación continental ocurrido en la Cuenca Andina, empezó en el Maestrichtiense con la sedimentación de la Fm Tena. El segundo, de menor escala, empezó en las Cordilleras en el Eoceno.

Lee et al. (2004) estudian los aspectos de la geología del petróleo en el campo Bermejo ubicado en el Noroeste de la Cuenca Oriente. Este es un estudio bien documentado, en base a registros eléctricos, interpretación sísmica y mapas, entre otros. En este trabajo, el objetivo principal fue el estudio y la interpretación de los ambientes deposicionales de las rocas reservorio del Cretácico. En las conclusiones sobre la Fm Napo, sugieren que esta formación se depositó por procesos uniformes, en un ambiente marino somero. Asimismo, describen que la arenisca “T” tiene una sucesión grano-creciente, la cual indica una progradación/regresión, siendo gradacional en la base, sugiriendo así una transición gradual desde la plataforma hasta depósitos detríticos costeros.

II.3. Estudios sedimentológicos y petrográficos

Estudios petrológicos y sedimentológicos previos, sobre los reservorios del Cretácico (Fms Hollín y Napo) del Oriente, han sido realizados por Petroecuador, Oryx Energy's exploration, CEPE, Oxy, *The Robertson Group* y otros, pero la mayoría de estos trabajos son inéditos.

Toala et al. (1996) estudiaron las areniscas y la mineralogía de las arcillas en las areniscas reservorio del Campo Libertador de la Cuenca Oriente. Dichos autores sugieren que el transporte de estas areniscas desde su área fuente ha sido corto, debido a las formas subangulares de los granos, moderada selección y su grado de madurez textural, actuando niveles de energía baja a moderada. Asimismo, indican que el promedio de las arcillas es del orden del 11% y están constituidas principalmente por caolinita, y en menor proporción clorita, esmectita e ilita.

Shanmugam et al. (2000) publicaron un trabajo sobre las facies estuarinas dominadas por mareas en la Fms Hollín y Napo ("U" y "T") en el

campo Sacha, en el Oriente. Estos autores describieron 516 pies (157 metros) de un testigo de perforación del campo Sacha. El testigo de perforación está compuesto por areniscas consolidadas de grano fino y lodolita. El análisis realizado al testigo de perforación se llevó a cabo para conocer: 1) los contactos entre las estratos, 2) variación de espesores entre las estratos, 3) variación de los tamaños de grano. 4) variación litológica, 5) principales estructuras sedimentarias, 6) estructuras sedimentarias de origen biológico, 7) estructuras sin-deposicionales y post-deposicionales y 8) tinciones de petróleo. Considerando estos conceptos, los mencionados autores describieron siete litofacies, representando cada facies un ambiente de sedimentación. Correspondiendo: 1) canales de marea, 2) barras de marea, 3) areniscas de llanura mareal. De esta manera, concluyeron que la Fm Napo estaba representada por facies estuarinas dominadas por mareas.

Higgs (2002) realizó un estudio sobre las facies estuarinas dominadas por mareas en las Fms Hollín y Napo del Cretácico, en el campo Sacha en el Oriente. Este autor interpreta que los cuerpos de areniscas de la Fms Napo y Hollín corresponden a ambientes de plataformas, además de barras de marea.

II.4. Estudios paleogeográficos y tectónicos

Weeks (1947) en su artículo sobre “Paleogeography of South America” seleccionó quince mapas de facies y paleogeográficos, para describir los principales cambios sedimentarios (*overlaps*) que ocurrieron desde el Cámbrico hasta el Plioceno. Este autor interpretó los eventos más importantes, considerando la estratigrafía, la estructura y diferentes rasgos geológicos, correlacionando las similitudes ocurridas en la historia geológica de Suramérica con las de Norteamérica. Asimismo, este autor describe veinte eventos, comenzando por el diastrofismo ocurrido en el Proterozoico Superior, hasta describir la subsidencia de las áreas de los bordes continentales y los cinturones, los cuales comenzaron en el Mesozoico, llegando a ser muy pronunciados en el Terciario Superior y Cuaternario.

Harrington (1962) estudia el desarrollo paleogeográfico de Suramérica. Este autor menciona la historia geológica ocurrida desde el post-Proterozoico, considerando que fue controlada por la distribución de considerables unidades geotectónicas. Estos eventos fueron clasificados en cinco grupos, que forman

el marco estructural del continente: 1) Los cratones (Guinea, Central Brasileño, el escudo costero Brasileño), 2) Cuencas intercratónicas (Amazonas, Parnaíba, San Francisco, y Paraná), 3) Cuencas pericratónicas (Llanos-Iquitos-Acre-Beni-Chaco-Pampas), 4) Nesocratónicas (Patagonia, Deseado *massifs*), 5) Geosinclinales (Cinturón de los Andes). En este trabajo se presentan cuarenta y seis mapas y treinta y tres figuras en las que se detalla el desarrollo paleogeográfico de Suramérica. Asimismo, hace una breve referencia de los principales diastrofismos, vulcanismo y episodios glaciales ocurridos en el continente.

Berrones et al. (1996) presentaron un estudio sobre la subsidencia y descompactación en el Noreste de la Cuenca Oriente y sus implicaciones tectónicas. Este trabajo sugiere que las épocas de subsidencia durante el Cretácico fueron: Albiense Medio-Superior, Cenomaniense-Turonense Medio, Coniaciense-Santonense y Maestrichtense. En el Terciario la subsidencia ocurrió durante el Eoceno-Mioceno. Las épocas de máxima emersión fueron las del Albiense Superior, Cenomaniense Superior-Turonense Inferior, Campaniense Superior y la del Mioceno Superior - Plioceno. Durante el Cretácico, entre el Albiense - Campaniense Inferior la Cuenca Oriental tenía característica de una

cuenca pericratónica, de suave subsidencia, debido a una suave tectónica distensiva. A partir del Campaniense Superior se inicia la formación de los Andes al Occidente.

Rivadeneira et al. (1999), en colaboración con Petroproducción y el *Institut de Recherche pour le Développement* (Francia), trabajaron sobre el estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas de los principales campos de Petroproducción de la Cuenca Oriente.

En este estudio los autores abarcan tres aspectos básicos, indispensables para comprender el desarrollo y la explotación petrolera en el Ecuador. Estos son el estilo tectónico, las etapas de deformación y las características geológicas, estableciendo así un modelo estructural de la Cuenca Oriente.

Belotti et al. (2003) hacen un reconocimiento de los eventos tectónicos y de la configuración de las trampas estructurales al Este de la Cuenca Oriente. Hacen mención sobre todo a los eventos tectónicos que la cuenca sufrió en el área Este, y sugieren que la formación de las trampas estuvieron principalmente controladas por los eventos compresivos ocurridos en el Terciario. Asimismo,

indican que la configuración geométrica de las trampas estuvieron fuertemente influenciadas por estructuras extensionales, desarrolladas durante el Jurásico.

Jacques (2004), en su estudio sobre la influencia estructural de la intraplaca sobre las provincias petrolíferas de las Cuencas de antepaís (*foreland*) de la zona Subandina, correlaciona todos los dominios tectono-estratigráficos y los procesos de formación de las cuencas y la evolución de los principales elementos deposicionales de toda la zona de Suramérica.

II.5. Estudios geoquímicos

Montenegro et al. (1996) realizaron un estudio geoquímico sobre los crudos del Oriente. Estos autores sugieren que aparentemente todos los crudos provienen de una misma roca madre cretácica, o incluso más joven, probablemente de unas lutitas marinas muy arcillosas y con variables contenidos en carbonatos, depositadas en un ambiente marino de plataforma externa. Analizando la reflectancia de la vitrinita, el grado de madurez de los crudos varía entre 0,85-1%. Según este trabajo, estos valores se alcanzan generalmente por debajo de los 12.000 pies (3.657 m).

Mello et al. (2000) realizan una caracterización geoquímica del sistema petrolero Sub-andino en Suramérica. En este trabajo sugieren un modelo para la Cuenca en el que la generación y expulsión del hidrocarburo ocurrió antes del paroxismo Subandino, durante el Eoceno-Oligoceno. La composición final de los petróleos estudiados reflejan una mezcla de varios pulsos de generación del petróleo, migración y eventos de biodegradación

Goncalves et al. (2002) estudian la generación y migración del petróleo en la Cuenca del Putumayo, en Colombia, basados en análisis geoquímicos de las rocas y luego sobre una modelización en 1D. En varios episodios de este trabajo se correlaciona la Cuenca de Putumayo con la Cuenca Oriente del Ecuador, haciendo mención sobre la similitud de los eventos petrolíferos y las migraciones ocurridas durante el Oligoceno Superior - Mioceno.

Capítulo III

Actividad petrolera en el Ecuador

III. ACTIVIDAD PETROLERA EN EL ECUADOR

III.1 Introducción.

La actividad petrolera en el Ecuador comienza en el año 1924, cuando en la Península de Santa Elena (costa del Pacífico) se descubre el primer pozo petrolero por la compañía Anglo *Ecuadorian oil elds* Ltda. La producción fue 1226 barriles de petróleo diarios

La exploración en la Cuenca Oriente se inició en el año 1921, aunque no fue hasta 1937 cuando se perforó el primer pozo de petróleo por la compañía Shell (Tschopp, 1953). En 1967 se perfora el primer pozo productivo, Lago Agrio-1, por la compañía Texaco, y, posteriormente en 1969, siguieron los pozos productivos de Sacha-1 y Shushufindi-1. A partir de estos hallazgos comienzan las concesiones de los campos en la región amazónica.

En el año 1972 se crea la Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana (CEPE) y comienza la producción propiamente dicha en la región oriental. A partir de esta fecha Ecuador se convierte en el segundo productor de hidrocarburos

de América del Sur. Texaco descubrió cerca de diez campos de petróleo, entre los que se incluyen: Sacha, Shushufindi, Auca, Cononaco y Bermejo (Canfield et al., 1982). La compañía de petróleos del Ecuador (CEPE) asumió el control de las áreas en producción, y en 1985 se descubre uno de los campos gigantes de petróleo: “Campo Libertador” (Lozada et al., 1985, Almeida, 1986). Ecuador ingresa en la organización de países exportadores de petróleo (OPEP), manteniéndose en dicha organización hasta el 31 de diciembre de 1992 en que abandonó su pertenencia a la OPEP por decisión gubernamental.

En la Cuenca Oriente se han descubierto un total de 77 campos petroleros, de los cuales 54 se encuentran actualmente en producción. De estos campos, 32 pertenecen a Petroproducción, cinco a City, tres a Occidental, cuatro a Elf, seis a YPF, y cuatro a Oryx (Zambrano, 2001). Petroproducción en el año 1999 tenía seis campos cerrados, que esperaban su rehabilitación. Además, en toda la cuenca, para ese mismo año, existían veinte campos descubiertos que no habían sido desarrollados (dieciocho de Petroproducción y dos de Arco Company) (Rivadeneira et al., 1999).

III.2. Control estratigráfico (reservorios y rocas madre)

Los principales reservorios de los campos petrolíferos descubiertos en la cuenca de Oriente en Ecuador están asociados a niveles arenosos de las formaciones cretácicas Hollín y Napo (areniscas “U” y “T”).

La arenisca “U” descansa sobre las lutitas “U” (*Middle Napo Shale*), que tienen un espesor aproximado de 10 pies (3,4 m), en el Este de la cuenca, a más de 100 pies (30,4 m), en el Oeste (Fig. 3.1). La lutita “U” representa depósitos marinos anóxicos de baja energía. Al techo de la arenisca “U” está la caliza “A”.

Respecto a la arenisca “T”, su base descansa sobre una lutita marina (*Lower Napo Shale*), y en su techo yace la caliza “B” (Figs. 3.1, 3.2). Esta secuencia con los intervalos de lutita arenisca y caliza, sugiere el ambiente marino regresivo en la cuenca (Rivadeneira et al., 1999).

El depocentro sedimentario para las formaciones cretácicas (Napo y Hollín), ocupa el centro de la Cuenca Oriente y forma un eje con dirección Norte-Sur. El mayor espesor para el Cretácico se encuentra en el área de los pozos Guayusa-1, Tiwae-1, 1.791 pies (= 546 m), y

Marañacu 1.730 pies (= 528 m) (Figs. 3.3, 3.4). Su espesor disminuye hacia el Este en Tiputini 536 pies (= 163 m), y hacia el Noreste en el área Frontera 790 pies (= 241 m) y Cantagallo 854 pies (= 260 m). Hacia el Suroeste la disminución es más gradual, como en Yuralpa 1.262 pies (= 385 m), Guayino 1.346 pies (= 410 m). Al Oeste de la cuenca su espesor también disminuye, como en Pungarayacu-30, 943 pies (= 287 m).

Para las areniscas “U” y “T”, la parte más profunda se encuentra en el centro de la cuenca, con un eje de dirección Norte-Sur, que se profundiza hacia el Sur (Figs. 3.3 y 3.4).

Sobre el origen del petróleo en el área Sur de la Cuenca de Oriente, algunos autores sugieren que se generó de rocas madres pertenecientes a la Fm Napo, con una contribución subordinada de las lutitas de la Fm Hollín (BEICIP., 1985). El petróleo de la parte Sur del Oriente es más degradado que en otras partes de la cuenca, debido a la incursión de agua dulce en los reservorios de la Fm Napo. La variedad de grados API en el área podría ser debida a la mezcla de una primera generación de hidrocarburo (altamente biodegradado) con un hidrocarburo posterior (no biodegradado). Según

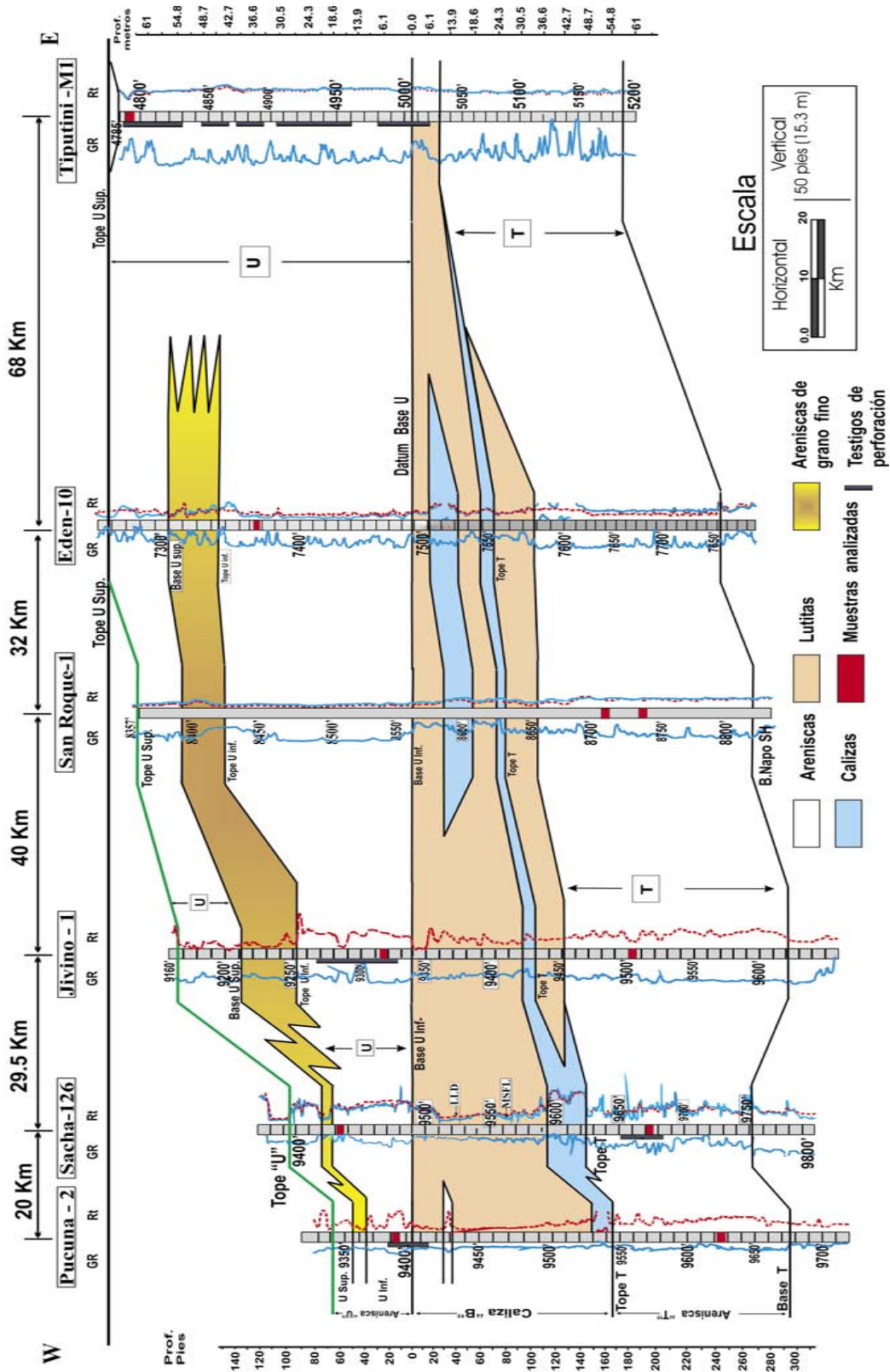


Fig. 3.1. Sección transversal, a través de las areniscas "U" y "T", entre los pozos Pucuna-2, Sacha-126, Jivino-1, Sn Roque-1, Eden-10 y Tiputini M1, con dirección Oeste-Este (ver dirección del corte en la Fig. 1.1).

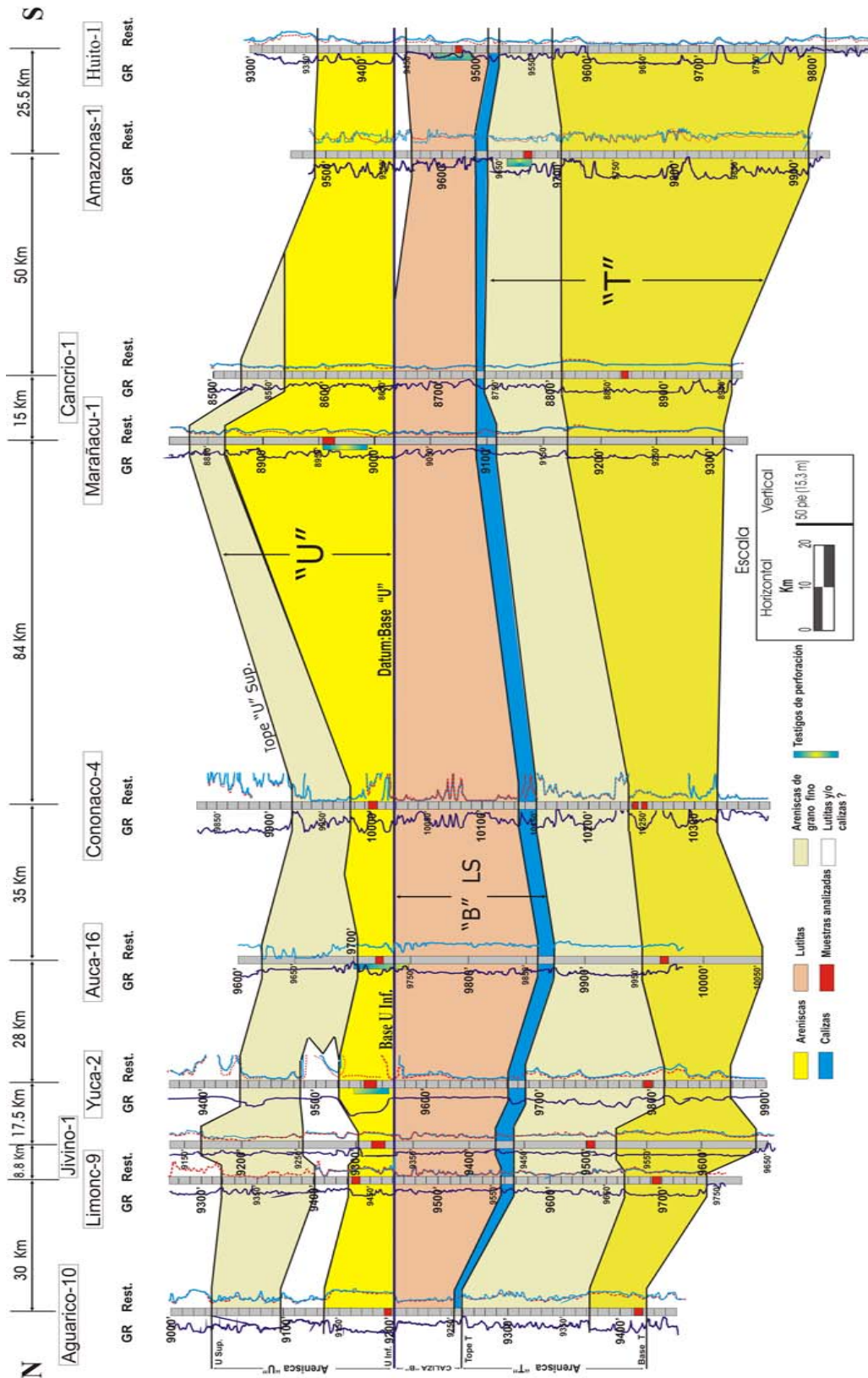


Fig. 3.2. Sección transversal, Norte - Sur, a través de las areniscas "U" y "T", entre los pozos: Aguarico-10, Limonc-9, Jivino-1, Yuca-2, Auca-16, Cononaco-4, Marañacu-1, Cancrío-1, Amazonas-1, Huilo-1 (ver dirección del corte en la Fig. 1.1).

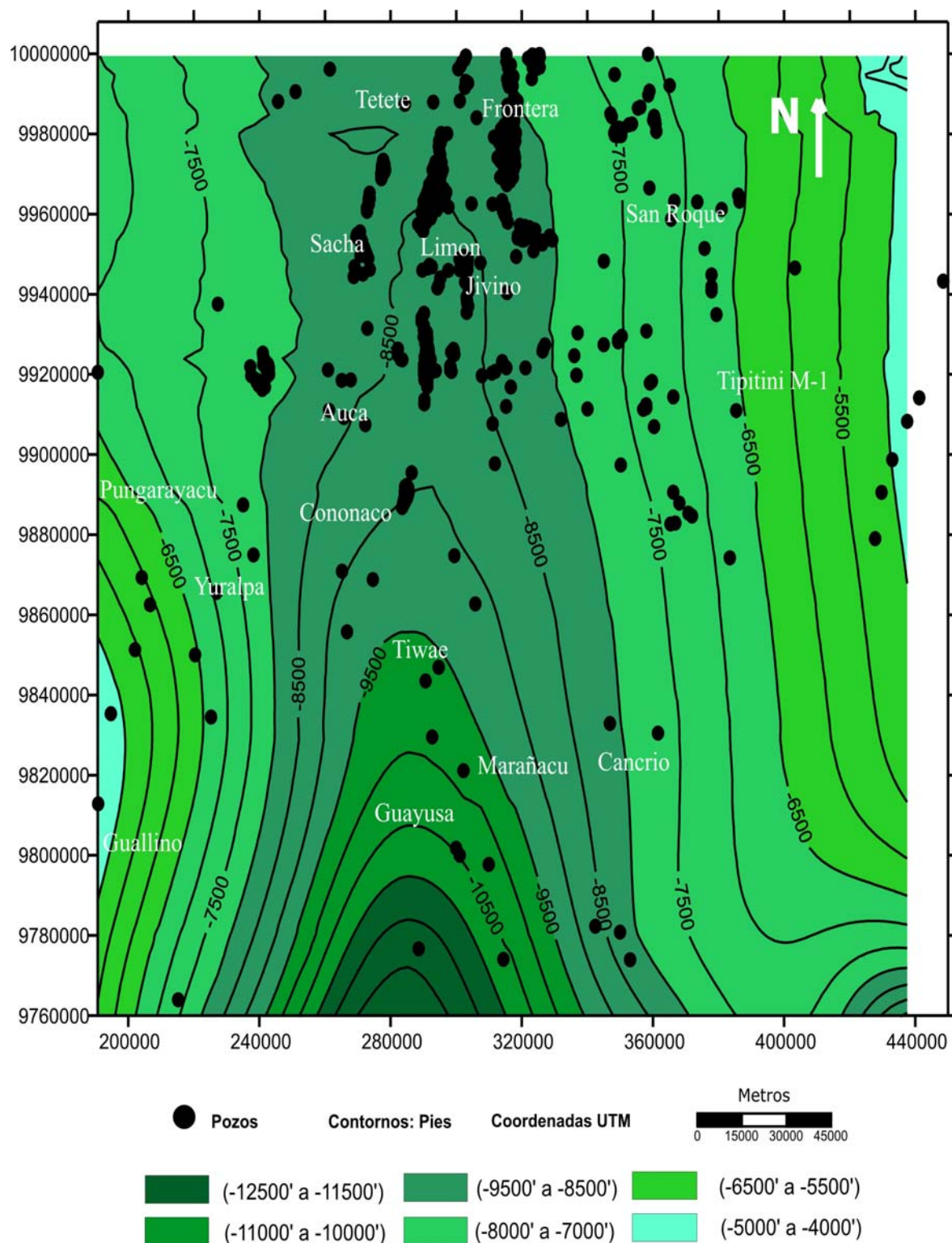


Fig. 3.3. Mapa estructural al techo de la arenisca "U", realizado en el programa Surfer, utilizando los techos de dicha arenisca.

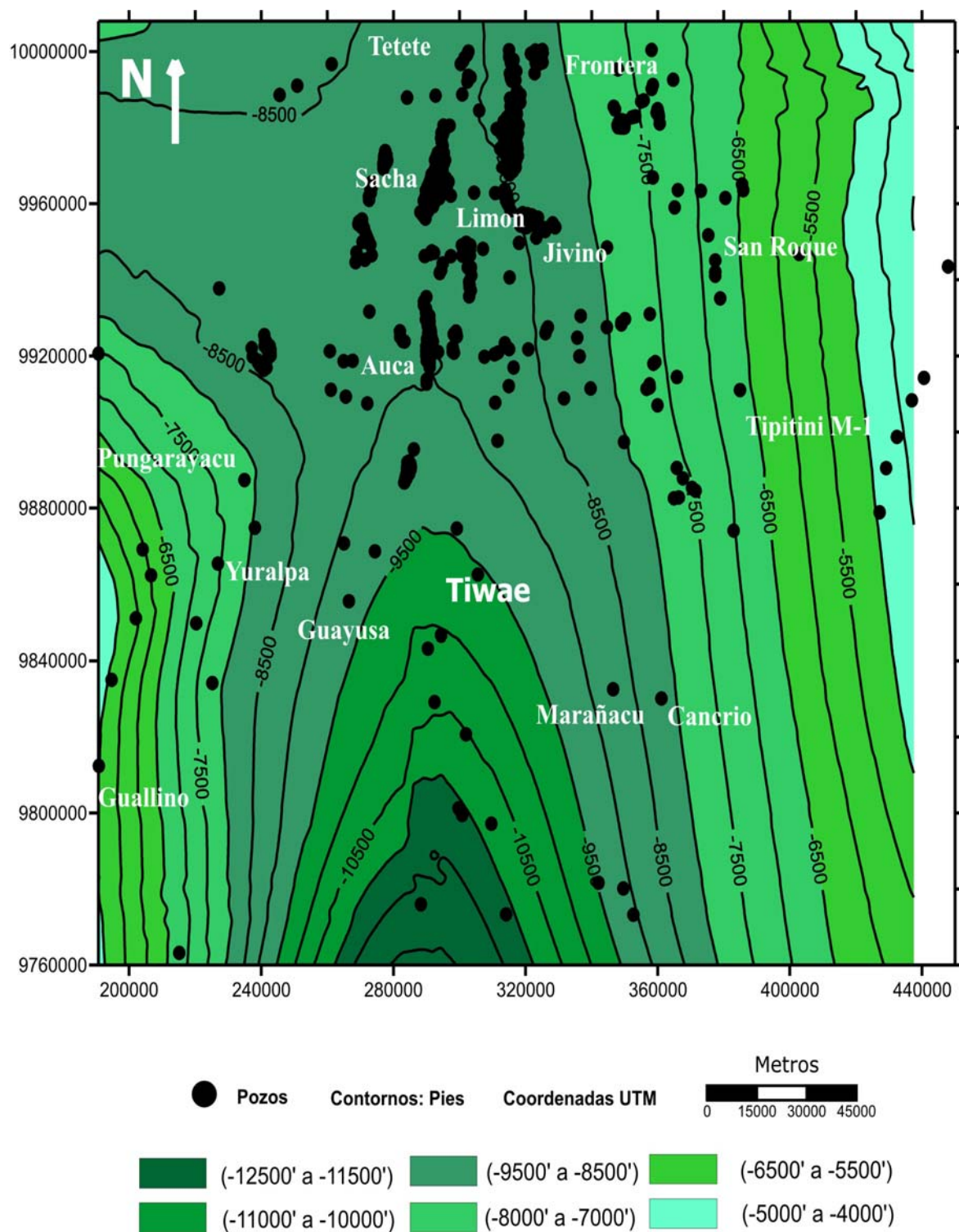


Fig. 3.4. Mapa estructural al techo de la arenisca "T", realizado en el programa Surfer, utilizando los techos de dicha arenisca.

Feininger (1975), el petróleo acumulado en reservorios de edad cretácica fue generado por sedimentos clásticos terrígenos de grano fino, depositados en facies de talud continental, que se desarrollaron al Oeste de la Cuenca durante el Cretácico Superior. Estos sedimentos clásticos fueron contemporáneos con los sedimentos de las Fms Hollín y Napo, depositadas en la Cuenca Oriente. Dichos sedimentos fueron más tarde metamorizados y forman actualmente parte de las rocas de la Cordillera Real. La migración lateral del petróleo se inicia en el Maastrichtiense, al comenzar la deformación de los sedimentos por efecto de la subducción (Feininger, 1975). Este petróleo desplazado penetró en la Fm Hollín y más tarde en la Fm Napo a través de una lenta migración vertical (Rivadeneira, 1986).

III.3. Control estructural y tipos de trampas

Las estructuras petrolíferas de Ecuador se formaron en dos etapas: La primera entre el Turoniense-Coniaciense-Maastrichtiense (contemporáneamente a la sedimentación de Napo Medio – Napo Superior y Tena Inferior). La segunda estructuración ocurrió durante el Eoceno (al tiempo de la sedimentación de la Fm Tiyuyacu Inferior). Después de la primera

etapa de estructuración de la Cuenca, ya en el Paleoceno Inferior, la mayoría de los anticlinales estudiados tenían capacidad de acumular hidrocarburos (con excepción del campo Cuyabeno-Sansahuari, VHR, y Pucuna, que se estructuran en el Eoceno Inferior a Medio). En el Eoceno Superior, absolutamente todas las estructuras (anticlinales) podían acumular crudo. Bernal (1998) define a este tiempo como el momento crítico del Sistema Petrolero Napo (Rivadeneira et al., 1999).

La mayoría de los campos de petróleo se encuentran en trampas estructurales, que son principalmente anticlinales y estructuras falladas (Dashwood et al., 1990). Los reservorios de las Fms Hollín y Napo, que se depositaron en un ambiente fluvio-deltaico y marino, son estructuras de anticlinales de bajo relieve que tienen una dirección Norte-Sur. Los anticlinales son de dos tipos: 1) Anticlinal “footwall”(labio levantado), asociadas con fallas normales. 2) Anticlinales “*hanging wall*” (labio hundido), asociados con fallas inversas (Dashwood et al., 1990). También existen en la cuenca, trampas estratigráficas, que tienen una dirección de Este-Oeste (White et al., 1995), que se formaron principalmente en las areniscas tanto fluviales como marinas, porosas y permeables. Son facies opuestas a las lodolitas, depositadas en un ambiente

de baja energía, y secuencias limolitas-areniscas. Las estructuras sedimentarias se crearon durante o tempranamente después que se depositaran los sedimentos del Cretácico. Las rocas sellos son las capas intercaladas de lutitas marinas que se encuentran en el Cretácico y el Terciario.

III.4. Reservas de petróleo.

El Ecuador, con una extensión de 255.970 km², dispone de seis cuencas sedimentarias: Oriente (Napo, Pastaza, y Sucumbíos); Guayaquil (Progreso, Santa Elena, Golfo de Guayaquil); Manabí; Esmeraldas (Borbón); Litoral Pacífico (costa afuera) y Cuenca, que abarcan un área de 190.700 km² de rocas sedimentarias. De éstos, 98.000 km² corresponden a la región amazónica (51,4%), 77.000 km² a la región costa y 25.000 km² a la plataforma continental. De estas cuencas sedimentarias solo en las dos primeras se ha demostrado la presencia de hidrocarburos.

Todas las reservas hidrocarburíferas del Ecuador provienen de yacimientos principalmente Cretácicos, de las Fms Hollín, Napo y Terciarios de la Fm Tena, localizados en las Sub-cuencas sedimentarias Napo y Pastaza de la región Amazónica.

En la cuenca del Progreso, región del litoral, las reservas totales y posibles de petróleo están contenidas en areniscas y, en un bajo porcentaje, en calizas. Dichos reservorios se encuentran en el Campo Amistad, dentro de la Fm Subibaja.

Hasta enero del 2004, las reservas totales en la Cuenca Oriente se calculan en más de 4,6 billones de barriles de petróleo. La mayoría de las reservas están localizadas en los cinco campos más importantes (Sacha, Shushufindi, Libertador, Lago Agrio y Auca). Otras reservas muy importantes que están sin explorar son las del Campo Ishpingo-Tiputini-Tambococha (ITT), con unas reservas probadas de 730 millones de barriles de petróleo. Las reservas posibles en este campo, están cuantificadas en el doble con relación a las reservas probadas. Este dato es provisional, ya que continuamente se están encontrando nuevos pozos exploratorios, lo que permitirá que las reservas aumenten.

III.5. Calidad del petróleo en la Cuenca Oriente

El petróleo es medido por su calidad, considerándolo como: liviano (API 30°-55°), mediano (22°-30°), o pesado (10°-22°). De mejor calidad es el liviano, por

lograrse mayor cantidad de derivados que los de los más pesados. Los livianos son los más densos y los pesados menos densos. En el Oriente los grados API varía entre 10° y 36°.

En el Sistema Sub-andino (Fig. 3.5), el campo Bermejo es el único en producción. Su principal reservorio es la arenisca de la Fm Hollín, siendo el de mayor calidad de la cuenca, tanto por su gravedad API, como por tener el menor contenido en azufre (0,32-0,44% en peso), níquel (1,7-3,8 ppm) y vanadio (1,3-10,1 ppm), entre todos los crudos del Oriente (Rivadeneira et al., 1999).

En el corredor Sacha-Shushufindi (Fig. 3.5), los crudos livianos y medianos, con bajo contenido de azufre, predominan en el Norte, apareciendo en dirección Sur los crudos pesados, con alto contenido en azufre. Los crudos altamente sulfurados (>2%) en la arenisca “U” se encuentran en los campos Culebra, Yulebra, Anaconda, y Auca, y, en la arenisca “T” en el campo Cononaco (Rivadeneira et al., 1999).

En el Sistema Invertido Capirón-Tiputini (Fig. 3.5) en el Norte, predominan los crudos medianos, con contenido de azufre >1%, y en dirección Sur y Este del campo se encuentran los crudos pesados

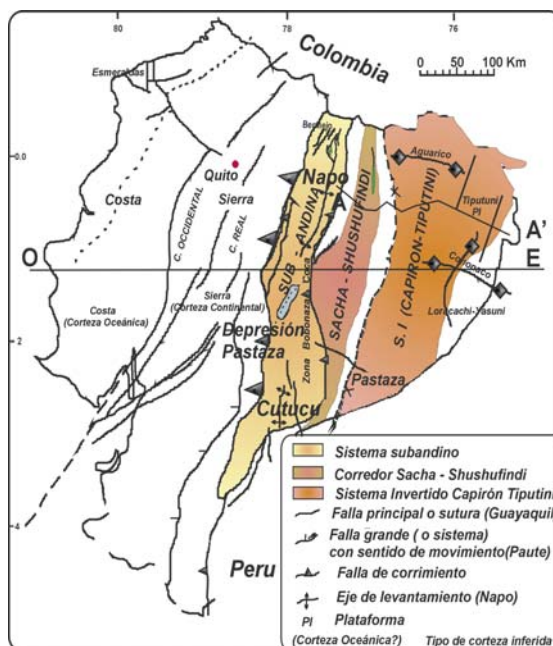


Fig. 3.5. Mapa de ubicación del Sistema Subandino, corredor Sacha - Shushufindi y Capirón - Tiputini, en la Cuenca Oriente, según Baldock (1982).

(Tiputini-Ishpingo), con altos contenidos en azufre ($\pm 2\%$) (Rivadeneira et al., 1999).

III.6. Producción y comercialización

Ecuador es el 5° mayor productor de petróleo de Suramérica, En el año 2004 el país produjo 534.800 barriles de petróleo/día (bppd), siendo el consumo interno de 144.000 bppd. Más del 50% de la producción se dedica a la exportación, principalmente al mercado de EE.UU.

Petroecuador, la empresa estatal ecuatoriana, domina la producción de petróleo en el país, controlando alrededor de un 37% de la producción de petróleo durante el año 2004..

El Ecuador produjo 400.000 barriles de petróleo por día en el año 2002, habiendo decrecido en un 5% la producción con respecto al año 2001 (422.000 bppd). Debido a la baja inversión que se hace en los campos antiguos (envejecidos), en el 2003, sin embargo, la producción fue de 421.000 bbl/d. En diciembre del 2003 en los campos del Oriente se llegó a producir

500.000 bppd (Fig. 3.6).

El petróleo nacional está localizado en la región amazónica, de difícil penetración en el territorio continental por lo que hay que trabajar adecuando las regiones selváticas, lo que significa grandes inversiones y complica el transporte de todos los equipos necesarios para la extracción del hidrocarburo. El petróleo es trasladado a Puerto Balao, en la provincia costera de Esmeraldas, para lo cual se construyó un inmenso oleoducto que tiene que subir y bajar por sinuosos cordones montañosos de la cordillera, hasta llegar al

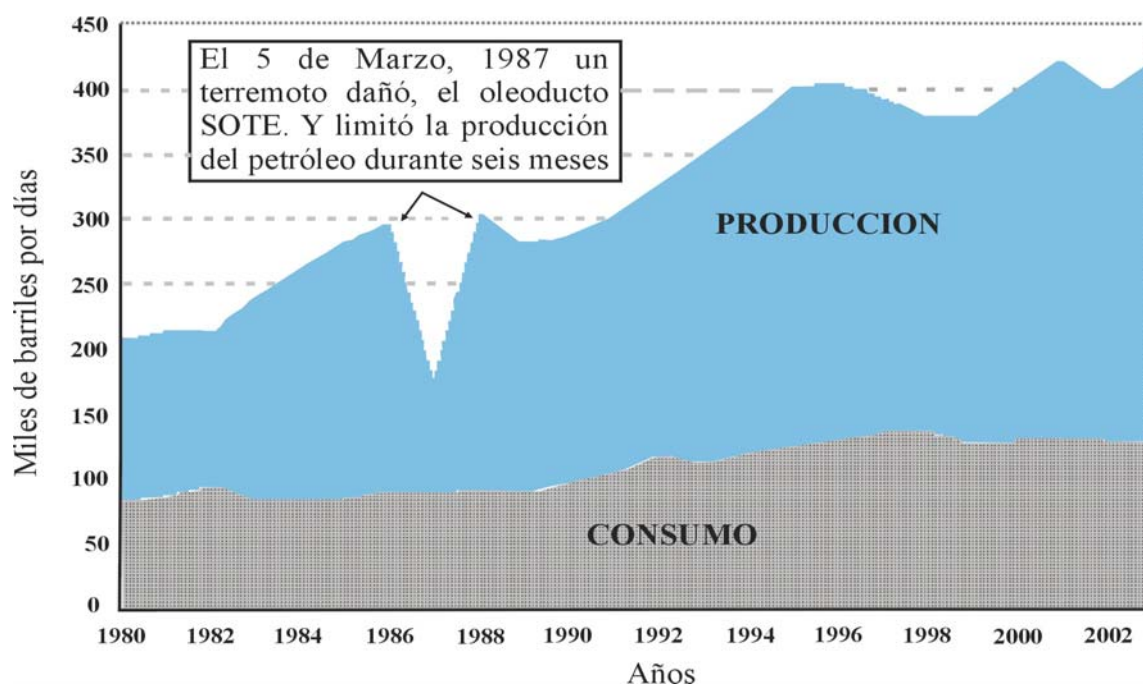


Fig. 3.6. Producción y consumo (total) de petróleo en el Ecuador, desde 1980 a 2003, según Energy Information Administration (U.S).

puerto de embarque (Figs. 3.7, 3.8).

El primer oleoducto que se construyó en Ecuador fue el del Sistema Trans-Ecuatoriano (SOTE), y tiene una longitud de alrededor de 483 km desde el área de Lago Agrio en el Oriente, hasta llegar al terminal de Balao en Esmeraldas. El oleoducto fue construido en 1970 y desde entonces ha sido ampliado varias veces. Por este oleoducto se transporta una variedad de crudos con diferentes grados API (Figs. 3.7, 3.8, 3.9).

El transporte del petróleo pesado se hace a través del oleoducto de Crudos Pesados (OCP), que empezó a operar en el 2003. En el mismo año se transportaron 450.000 bbl/d de crudo pesado, aunque este oleoducto tiene la capacidad de transportar hasta 850.000 bbl/d. El oleoducto para crudos pesados (OCP) empieza su trayectoria en la Cuenca Oriente y recorre toda la Cordillera de los Andes, hasta llegar a la refinería de Esmeraldas, ubicada en el Océano Pacífico. El OCP es paralelo al SOTE. Este oleoducto fue construido para

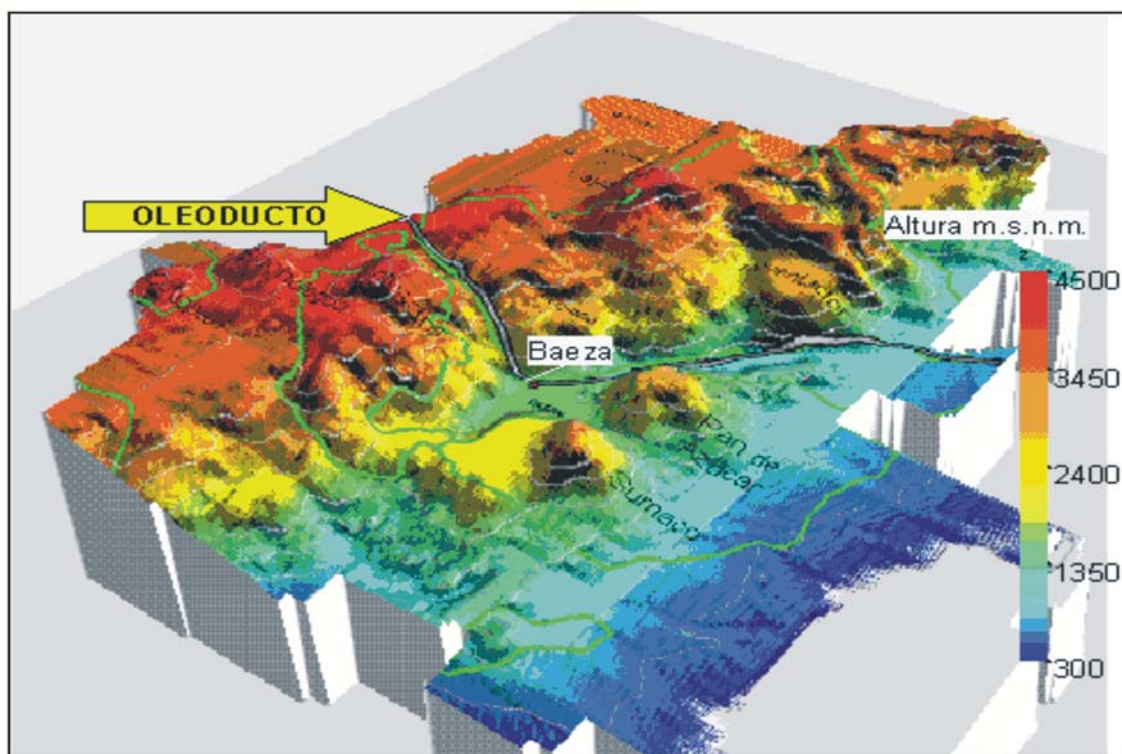


Fig. 3.7. Trazado del oleoducto trans- Ecuatoriano (SOTE), según la Unidad de sistema de Petroproducción, revisado 2004.

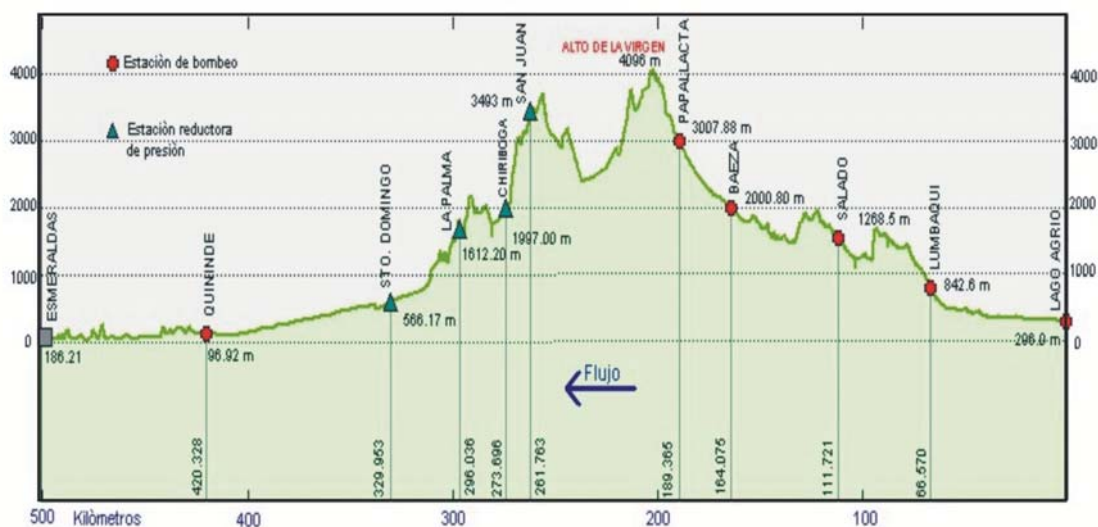


Fig. 3.8. Perfil esquematizado de la trayectoria del oleoducto Fans-Ecuatoriano (SOTE), según Unidad del Sistema de Petroproducción, revisado 2004.

transportar una variedad de crudo pesado llamado Napo, con gravedad de 18,8° a 19,1° API, con 2% de sulfuro (E.I.A., 2004).

El Ecuador también tiene 41 km de oleoducto que conecta con el oleoducto Trans-Andino de Colombia. Esta conexión le permite tener acceso a Ecuador por la ciudad de Tumaco ubicada en la parte Sur de la costa del Pacífico de Colombia (E.I.A., 2004).

El Ecuador tiene una capacidad de refinación de hidrocarburo de 176.000 bbl/d. Existen tres refinerías: Esmeraldas (localizada en la provincia de Esmeraldas), con una capacidad de refinamiento de

110.000 bbl/d; Amazonas (localizada en el complejo industrial de la provincia de Sucumbios), con una capacidad de 20.000 bbl/d; y La Libertad (ubicada en la península de Santa Elena, en la provincia del Guayas), con una capacidad de 46.000 bbl/d (Fig. 3.9).

III.7. Petroecuador

La administración y comercialización del petróleo es llevado a cabo por la Empresa Estatal Petróleos del Ecuador (PETROECUADOR), cuyo régimen jurídico está perfectamente tratado en la ley de hidrocarburos y en

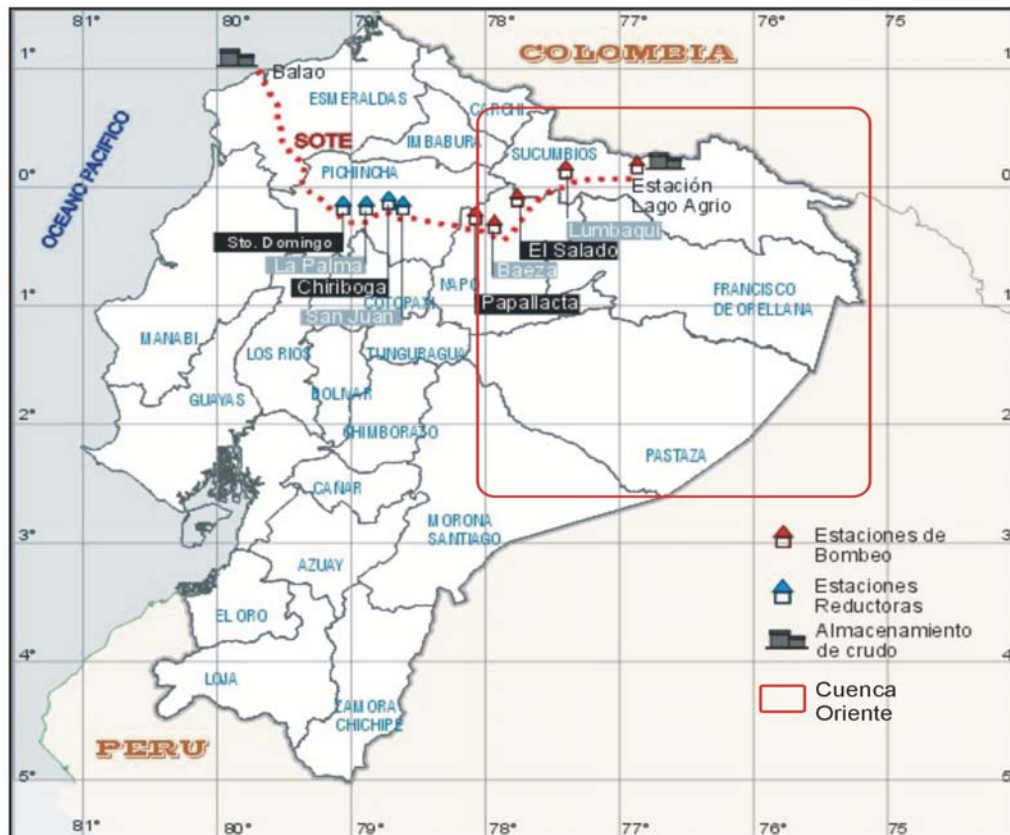


Fig. 3.9. Estaciones del oleoducto trans- Ecuatoriano (SOTE), según la Unidad de sistema de Petroproducción, revisado 2004.

la ley de la Empresa Estatal Petróleos del Ecuador. Además existe una flota Petrolera Ecuatoriana (FLOPEC), creada con capitales ecuatorianos y japoneses, que no se abastece en cuanto al transporte del hidrocarburo, debiendo arrendar otros barcos por lo que su expansión es necesaria. Petroecuador cuenta con tres filiales que son: Petroproducción (exploración y producción de petróleos), Petroindustrial (producción de derivados), Petrocomercial

(ventas y distribución de combustibles) (Zambrano., 2001).

III.8. Sistema de explotación y su análisis

La Empresa Nacional de Petróleo se denominó Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana y las siglas se escriben de la siguiente manera CEPE. Posteriormente

se la llamó Petróleos del Ecuador o Petroecuador.

El gobierno ecuatoriano mantiene contratos de diverso tipo, prestación de servicios y participación, con empresas privadas (Fig. 3.10). Las empresas extranjeras que se halla operando en el Ecuador, según informe de Estado, de Contratos al 31 de diciembre del 2001 son:

Canada Grande (Ex-Tripetrol) produce 135 barriles diarios en el Bloque-1 de la región Litoral. Vintage (Ex-Elf-Brasp) produce 1.440 barriles diarios a en el bloque-17 de la Amazonía (Campo Hormiguero). Vintage (Ex-Elf) produce 4.452 barriles diarios en el bloque-14. Occidental (EE.UU.) opera en el Campo Limoncocha y en el bloque-15 de la Amazonía, con una producción 150.000 barriles diarios. Keer Mcgee (anteriormente “Oryx-EEUU”) produce 10.093 barriles diarios en el bloque 7 (Campos Coca/Payamino). Además, esta compañía tiene una concesión en el bloque-21 que se encuentra en proceso de desarrollo. City Investing opera en los campos Fanny-18, Mariam y Tarapoa, con una producción diaria de 38.593 barriles. City Oriente en el bloque-27 tiene una producción diaria de 1.527 barriles. Repsol-YPF opera en el bloque 16, con una producción de 33.595 barriles diarios.

Agip (Ex-Arco) tiene producción diaria de 38.944 barriles el bloque 10 de la región oriental. Lumbaqui (anteriormente “Santa Fe”) tiene producción bastante pequeña, apenas de 365 barriles diarios, y opera en el bloque-11 de la región amazónica. Pecom (anteriormente “Cayman”), en el bloque 18 de la amazonía, tiene una producción de 301 barriles diarios. CGC (Espol-Litoral). Todos los datos anteriores han sido tomados de Zambrano (2001).

III.9. Transporte y almacenamiento de petróleo

En el Ecuador, a través del oleoducto, se bombean aproximadamente 340.000 bbl/d. Los restantes 50.000 bbl se transportan por el oleoducto Trans-andino de Colombia hasta el puerto de Tumaco y de ahí, mediante cabotaje, a Esmeraldas. El oleoducto cuenta con cinco estaciones de bombeo (Fig. 3.9), cuatro estaciones reductoras de presión (Fig. 3.9), un terminal marítimo en Balao, una monoboya (Fig. 3.9), un sistema de tratamiento de aguas de lastre, dieciocho tanques de almacenamiento de crudo, un sistema electrónico de supervisión y adquisición automática de datos, y un sistema integral de comunicaciones de radio y televisión. El transporte interno de crudo como de

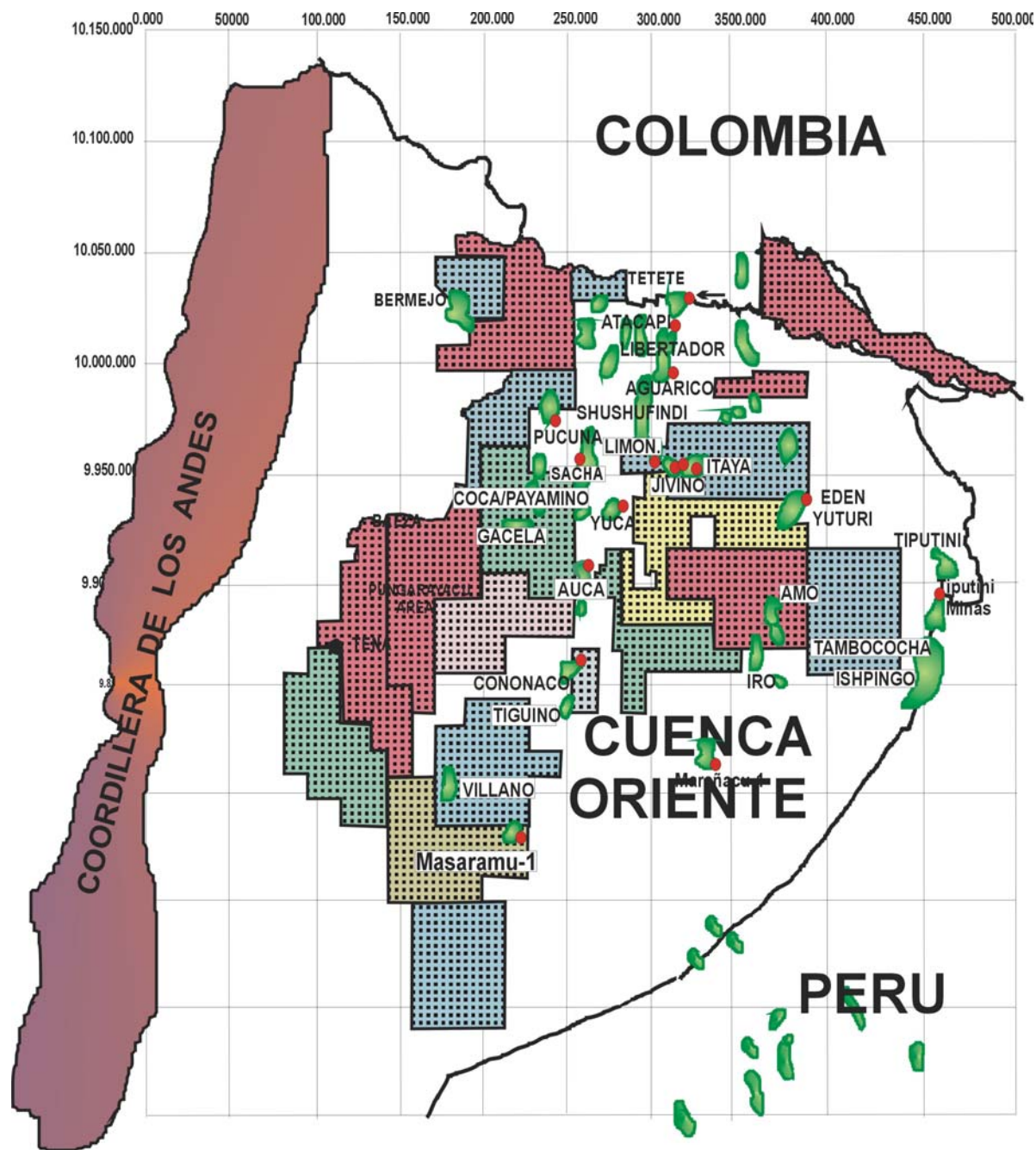


Fig. 3.10. Representación de los bloques de las principales compañías que operan en Ecuador, según la Unidad de Sistema de Petroproducción, revisado 2004. Mapa sin escala.

derivados se realiza por diferentes vías. Se dispone de una red de oleoductos, poliductos y gaseoductos, cuya longitud alcanza los 1.600 Km, capaces de transportar más de medio millón de barriles diarios. El Sistema de Oleoductos Transecuatoriano (SOTE), transporta el crudo desde la región oriental hasta Balao, cerca de la Refinería Estatal de Esmeraldas.

Petroecuador transporta los productos de la Refinería de Esmeraldas a Quito y Guayaquil por medio de un poliducto y desde allí hasta las ciudades, por cabotaje. El transporte desde las plantas y depósitos a los diferentes lugares del país, se hace mediante auto tanques, a cargo de transportistas privados. En la región Oriental se tiene una capacidad de almacenamiento total de crudo de 593.000 barriles, a nivel de la cabecera del oleoducto y en el puerto de exportación, la capacidad de almacenamiento es de 5.220.000 barriles, distribuida en 18 tanques instalados. Estos tanques están situados a 3 Km de playa y a una altura de 183 metros sobre el nivel del mar, lo que facilita la carga en los buques.

III.10. Daños ecológicos provocados por la actividad petrolera

La explotación petrolera ha acarreado graves perjuicios ecológicos, sobre todo en la amazonía y últimamente en la ruta del SGTE. Los pozos existentes han generado millones de galones de desechos tóxicos por día, que, obviamente, son descargados en el medio ambiente, contaminando esteros y ríos que proveen de agua para consumo humano. Los componentes tóxicos sobrepasan en 10.000 veces los niveles de contaminación tolerables. Existen al rededor de 200 piscinas o fosas donde se descargan desechos tóxicos provenientes de la actividad petrolera. Asimismo, residuos de crudo son arrojados a las carreteras y se deforesta irracionalmente para la construcción de los pozos. Petroecuador y las empresas privadas están ya diseñando planes estratégicos de cuidado del medio ambiente, y ejecutando obras de beneficio a la comunidad (Zambrano, 2001).

Capítulo IV

Metodología

IV. METODOLOGÍA

El procedimiento que se siguió para desarrollar este trabajo queda reflejado en el esquema de la Fig. 4.1.

IV.1. Recopilación bibliográfica

En la primera fase de esta tesis doctoral se procedió a revisar toda la bibliografía sobre el área de estudio y lugares próximos: mapas geológicos, mapas estructurales, datos petrológicos de las areniscas estudiadas (composición, diagénesis, procedencia), registros eléctricos de los principales pozos del área, etc. Además se consultaron trabajos específicos sobre los principales campos de petróleo.

IV.2. Obtención de los testigos de perforación

Para seleccionar los pozos de donde se iban a obtener los testigos de perforación, se realizó la consulta del catálogo que tiene Petroproducción del Ecuador, en las dependencias del laboratorio de Sedimentología ubicada en San Rafael

(Quito). Hay que tener en cuenta que los testigos de perforación se realizan en pozos exploratorios, salvo en aquellos casos específicos, que se necesite realizar un trabajo adicional al convencional.

Con estos antecedentes, para obtener los testigos de perforación se realizaron varias solicitudes a las empresas operadoras en el Ecuador. Se obtuvieron la mayor cantidad posible de testigos de cada uno de los pozos en donde el testigo principal aún se encontraba preservado y en buen estado, resultando así 27 muestras para la arenisca “U”, correspondientes a 15 pozos (Anexo 4.1), y 29 muestras para la arenisca “T”, correspondientes a 20 pozos (Anexo 4.2), del total de la Cuenca Oriente. Para los análisis de reflectancia de vitrinita e índice de hidrocarburos se obtuvieron ocho muestras pertenecientes a cuatro pozos (Anexo. 4.3). Para los análisis del agua de formación se obtuvieron seis muestras, cada una de un pozo diferente (Anexo 4.4). Para la caracterización geoquímica de los petróleos se obtuvieron once muestras, siete en la arenisca “U”, y cuatro en la arenisca “T” (Anexo 4.5). Las columnas estratigráficas para los pozos se realizaron en base a la bibliografía obtenida de los registros eléctricos (Composite Log).

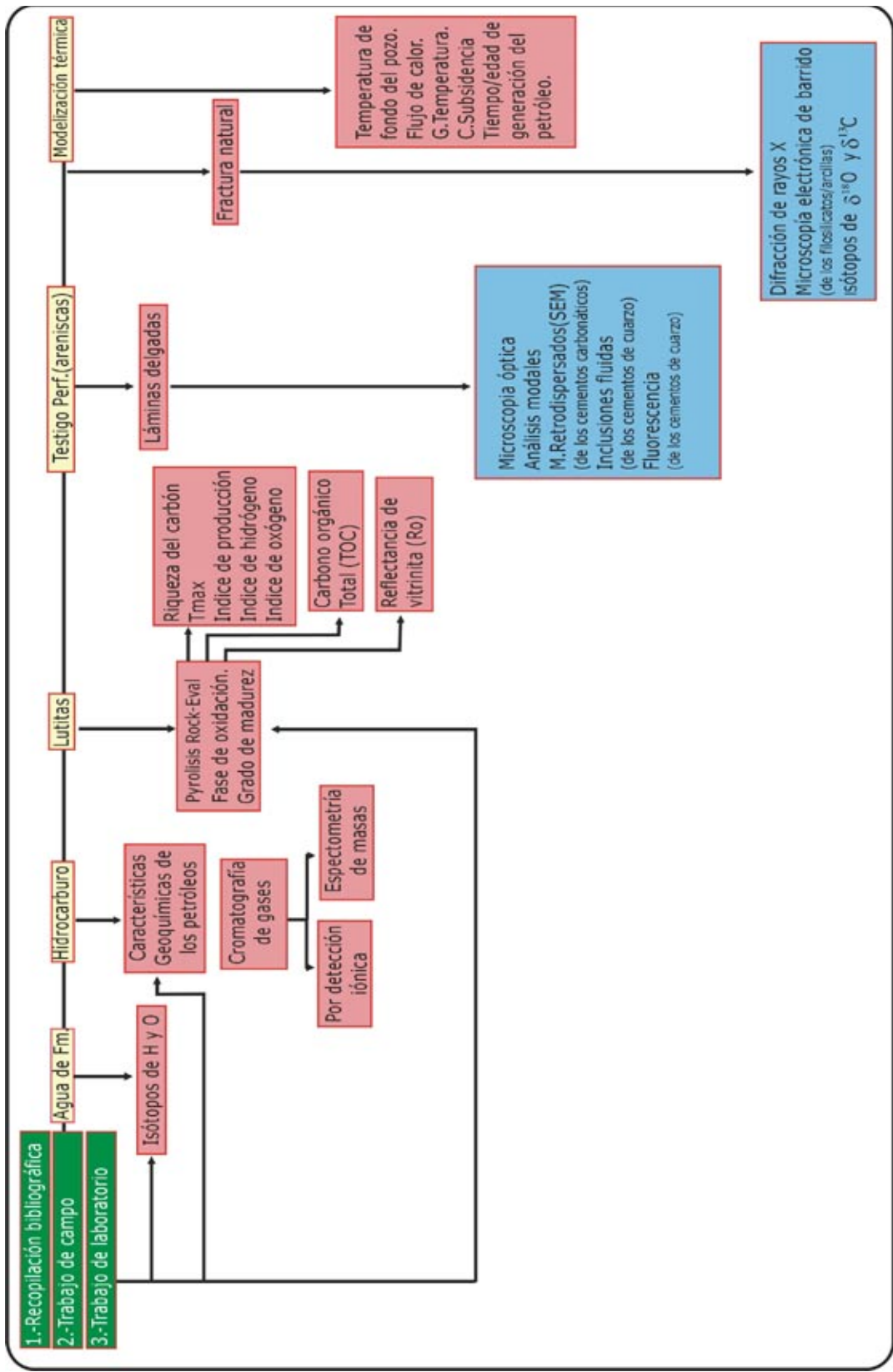


Fig. 4.1. Diagrama simplificado de la metodología empleada

IV.3. Trabajo de laboratorio

coloreada resulta imprescindible a la hora de cuantificar la porosidad mediante el análisis modal, con el microcopio petrográfico.

IV.3.1. Preparación de las muestras

Para determinar la composición de las rocas almacén, en primer lugar se cortaron unas pastillas de 2,5 x 5 cm y se lavaron con diclorometano y acetona repetidamente (hasta 3 meses en algunos casos), para así obtener muestras limpias, libres de hidrocarburo saturados y proceder a realizar las láminas delgadas.

Una vez que las muestras estuvieron limpias y secas, se procedió a la impregnación al vacío con resina de poliéster coloreada azul (por cada 100 ml de resina se usaron 12 gotas de líquido catalizador y una gota de líquido endurecedor). Las muestras se introdujeron durante diez minutos en una campana de vacío. La impregnación se facilita al dejar entrar aire en la campana de vacío y quedar las muestras expuestas a la presión atmosférica. Por último las muestras impregnadas se dejan en la estufa por un periodo de dos o tres días a 40-45°C.

Con este proceso, previo a la elaboración de las láminas delgadas, lo que se pretende es consolidar las muestras. Además, la impregnación con resina

La impregnación de las muestras de areniscas con la resina en algunas muestras no fue suficiente, debido a la baja permeabilidad de las mismas con respecto a la resina empleada. Como consecuencia, durante el desbastado, algunas muestras sufrieron el desprendimiento de los granos y matriz arcillosa de la parte superficial. Para contrarrestar este problema, y poder reflejar en los análisis modales la porosidad real, se le aplicó a la superficie de la muestra una resina termoresistente (Microtec) teñida de color verde. Para ello la muestra se introdujo en la campana de vacío durante 10 minutos, para que penetrara en los huecos y, a continuación, se secó en la estufa o en la plancha térmica (40-50°C). En otras ocasiones se utilizó pegamento *Loctite superglue*, teñido de color verde, por ser de fraguado a temperatura ambiente más rápido que la anterior.

IV.3.2. Realización de las láminas delgadas para el estudio petrográfico y análisis modal

Para el estudio petrográfico y análisis modal, todas las láminas delgadas

analizadas tenían espesores de 30 μm y de tamaño estándar (46 x 25 mm), doblemente pulidas y pegadas con resina termoresistente (Microtec). En el proceso de desbastado se utilizó carborundo de diferentes tamaños, dependiendo de las características de cada muestra (600, 800, 1000), con óxido de cerio para el pulido.

Para la distinción de la mineralogía de los carbonatos se siguió el método de Lindholm y Finkelman (1972), consistente en la tinción de la lámina delgada por inmersión en una solución de ácido clorhídrico diluido al 0,2%, alizarina roja (con el fin de determinar la naturaleza calcítica o dolomítica de los carbonatos), y ferricianuro potásico, para determinar, cualitativamente, si el carbonato presenta o no un alto contenido en hierro.

Para la distinción de la mineralogía de los feldespatos se ha utilizado el método de Chayes (1952). La lámina se somete a los vapores del HF, en una cubeta de plomo o de plástico durante un tiempo entre 45 segundos y un minuto. Posteriormente, se introduce en una solución de cobalto nitrito sódico, de tres a cuatro minutos. Por último, la lámina se lava bien con agua para eliminar el resto de la solución.

IV.4. Estudio sobre la muestra en fractura natural

IV.4.1. Difracción de Rayos-X (DRX)

Los análisis de rayos X se realizaron para conocer la mineralogía global de las lutitas y areniscas. Estos análisis se han realizado en el difractómetro Philips del Departamento de Petrología y Geoquímica, de la Facultad de Ciencias Geológicas (U.C.M). Las condiciones utilizadas han sido de radiación Cu K α , monocromador de grafito, voltaje de 40 Kv, intensidad de 30 mA, constante de tiempo 1, velocidad de exploración de 2 grados/minutos e intervalo de exploración 2-60°, 2 θ .

Antes de realizar el análisis, un fragmento de roca se molió en un mortero de ágata hasta obtener un polvo de un tamaño de <0,032 mm, el cual fue analizado posteriormente. Con esta técnica se ha reconocido la mineralogía de los carbonatos, feldespatos y minerales de arcillas.

IV.4.2. Microscopía electrónica de barrido (MEB)

El estudio mediante MEB se ha realizado en el Centro de Microscopia Electrónica Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid. El equipo utilizado fue un Jeol-6400, dotado de un sistema de microanálisis por dispersión de energía (EDAX) para la identificación mineral y análisis químico semicuantitativo. Las condiciones fueron de un voltaje de 20 Kv y un vacío de unos 10^{-5} Torr.

Las muestras utilizadas fueron de fragmentos de arenisca en rotura fresca que, posteriormente, fueron metalizadas con oro. Se han estudiado las relaciones texturales entre las arcillas y los granos detríticos y la secuencia de los cementos. Asimismo, se han realizado observaciones de las muestras de lutitas para determinar y analizar su mineralogía, la microfábrica y la presencia del bitumen. Además, mediante el análisis del MEB, las imágenes analizadas proporcionan datos precisos, como el contenido de Ca, Mg, Fe, C, S y O. La materia orgánica mediante MEB aparece de color oscuro; por el contrario, los otros componentes son de color claro.

IV.5. Estudios realizados sobre las láminas delgadas

IV.5.1. Estudio petrográfico

Todas las láminas delgadas han sido estudiadas mediante el microscopio petrográfico de polarización, utilizando los siguientes microscopios:

Para los estudios petrográficos generales, y la selección de aquellas muestras que posteriormente se analizarían mediante microsonda electrónica, se utilizaron dos microscopio: un Olympus con objetivos x4, x10, x20 y x50 aumentos, con una cámara digital fotográfica adaptada; y un microscopio Zeiss (Axioskop) con objetivos de x2.5, x10, x20, x40 aumentos, que tiene adaptados un carro de contaje electrónico (Prior James Swift, modelo F). para los análisis modales y una impresora de imágenes.

IV.5.2. Análisis modales.

Los análisis modales se realizaron en 24 muestras para la arenisca “U” y 26 muestras para la arenisca “T”. El método

de análisis modal empleado fue el conocido como “clásico” o “genético” (Basu, 1976; Mack y Sutter, 1977; Sutter et al., 1981). La característica fundamental de este método es que considera cada clasto y fragmento de roca como una unidad, independientemente de su tamaño. El inconveniente de este método es que se deben emplear areniscas con tamaño de grano similar, ya que la composición de las mismas depende del tamaño de grano (Ingersoll et al., 1984; Decker y Helmold, 1985; Sutter y Basu, 1985).

Existen otros métodos de análisis modal: Gazzi (1966) y Dickinson (1970), conocidos como “Gazzi-Dickinson” (Ingersoll et al., 1984). Estos autores proponen que partículas menores a 0,0625 mm de diámetro no deben ser incluidas en el conteo de puntos. Para evitar el efecto del tamaño de grano Decker y Helmold (1985) proponen usar únicamente granos de tamaño medio y grande, debido a que estos tamaños son abundantes y comunes en el registro geológico y son óptimos para el análisis petrográfico.

En las muestras estudiadas, la mayoría de los análisis modales se han realizado en areniscas con tamaño de granos que varían entre 0,125 y 1,0 mm de diámetro.

El número de puntos contados en los análisis modales realizados fue de 300 por lámina. La precisión del método de “análisis modal” depende de la verdadera abundancia, es decir de la cantidad real del elemento contado y del total de puntos contados (Van Der Plas and Tobi, 1965). Asimismo, se seleccionó una malla de puntos de conteo un poco más grande que el tamaño medio de los granos, para que los sucesivos puntos observados no contabilizasen el mismo grano o mineral.

Las categorías cuantificadas se corresponden con los principales granos y fases minerales presentes en las areniscas estudiadas. También se han reejado categorías calificadas como “reemplazantes”, ya que el hacer esta distinción, permite la reconstrucción de la composición original de las areniscas, basada en los relictos de la disolución o del reemplazamiento, y ayuda a “eliminar” los efectos de la diagénesis en la composición (Wilson and Stanton, 1994).

IV.5.3. Microsonda electrónica

Para el estudio en detalle de la naturaleza de los cementos carbonáticos de las areniscas estudiadas, se seleccionaron las láminas correspondientes a las muestras ricas en dichos cementos y se analizaron mediante microsonda electrónica. Las

láminas delgadas utilizadas para ello fueron las mismas de los estudios petrográficos previos, pero preparadas adecuadamente, tras pulirlas con alúmina de 1, 0,3 y 0,05 μm .

Este estudio se realizó en el Centro de Microscopia Electrónica Luis Bru de la UCM. El equipo empleado fue un Jeol JZA-8900 M con cuatro detectores. Las condiciones de funcionamiento fueron de 15 Kv de voltaje, una intensidad de corriente de 20 nA, un diámetro de un haz de electrones de cinco (5) micras y un tiempo de exposición para cada elemento de 10 segundos en el pico y de 5 segundos en cada lado (fondo). Los límites de detección varían en cada análisis dependiendo de la abundancia de los distintos elementos en el mineral analizado. Así, entre todos los análisis realizados, se ha calculado un valor medio aproximado de los límites de detección: para el Ca 150 ppm, Mg 100 ppm, Fe 300 ppm, Mn 250 ppm, Ba 250 ppm y K 175 ppm.

En total se realizaron 265 análisis químicos de los cementos carbonáticos: 84 de la arenisca “U” y 181 de la arenisca “T”. Las zonas analizadas se estudiaron previamente en BSE, para distinguir zonados composicionales y elegir las zonas a analizar en función de los tonos

de grises. Los resultados obtenidos fueron normalizados a 100% molar de CaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 , MnCO_3 , y SrCO_3 . Además, se ha calculado el equivalente en ppm para cada elemento, a partir del porcentaje en peso de cada óxido, obtenido mediante el análisis en la microsonda.

IV.5.4. Estudio de las inclusiones fluidas

Las láminas delgadas utilizadas para este análisis se prepararon con un espesor aproximado de 300 μm , con tamaño estándar, y fueron doblemente pulidas. Se ha utilizado como pegamento una resina termoresistente que permitía despegar la lámina delgada del vidrio a la que estaba adherida, para así poder introducir pequeños trozos de la muestra en la platina del microscopio utilizado para esta técnica.

El estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas ha sido realizado en el Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la U.C.M por la Dra. Elena Vindel. Para este análisis se utilizó una platina calentadora-refrigeradora Linkam THMSG 600 (que permite un rango de temperatura entre -196 y 600°C) acoplada a un microscopio Olympus BH-2, provisto de un objetivo de larga distancia focal

(80X). Tanto la temperatura como la velocidad de enfriamiento son controlados en todo momento por un controlador que actúa a partir de una fuente de nitrógeno líquido despresurizado, que es inyectado directamente a la cámara donde se aloja la muestra. Las calibraciones del aparato se han realizado a baja temperatura mediante inclusiones de CO_2 puro en topacio (-56.6°C) e inclusiones sintéticas de agua pura en cuarzo ($0,015^\circ\text{C}$), y a alta temperatura mediante la utilización de patrones estándar de temperatura de fusión conocida de la casa Merck.

Se conoce como inclusiones uidas a las pequeñas cantidades de uidos que se encuentran atrapados en cavidades existente en el interior de los minerales. El método consiste en determinara el punto de fusión del hielo formado por congelación del líquido que contienen las inclusiones uidas, después se compara con el diagrama teórico del sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, y se llega a determinar aproximadamente la salinidad de las soluciones al equivalente en peso del NaCl (%). La determinación de las temperaturas de homogeneización (T_h) se realiza con el objeto de estimar la temperatura de formación de los minerales (de sus inclusiones), se realiza mediante el calentamiento lento de las inclusiones para que las fases presentes estén en equilibrio.

La T_h se puede considerar como un valor indicativo de la temperatura de captura del uido. La presión de captura de las inclusiones primarias suministra datos sobre la profundidad a la que se ha producido un cemento o una mineralización, así como la diferencia de presiones puede informar sobre direcciones de circulación de los uidos mineralizantes.

IV.6. Análisis de los carbonatos, isótopos de C y O

Los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno se realizaron en muestras de las dos areniscas estudiadas. Se escogieron las más representativas en cementos carbonáticos, de las que cuatro muestras corresponden a la arenisca “U” y cinco a la arenisca “T”. Los análisis fueron realizados en la estación experimental del Zaidín (CSIC) de Granada, por el Dr. Antonio Delgado.

Los carbonatos fueron extraídos utilizando un microtaladro acoplado a una lupa binocular. Las muestras fueron atacadas al vacío con ácido fosfórico puro durante cuatro horas a 25°C y 50°C para la calcita, dolomita y siderita, respectivamente (Al-Aasm et al., 1990). El gas CO_2 producido fue analizado en un espectrómetro

de masas Delta-Plus. Los valores isotópicos de C y O se dan en partes por mil relativo al estándar V-PDB. La precisión fue mayor de 0,05‰ para ambos isótopos.

para su análisis isotópico. La composición isotópica del oxígeno del agua puede ser inferida de la obtenida en el oxígeno del CO₂, puesto que están relacionadas por el equilibrio isotópico.

IV.7. Análisis del agua de formación

Los análisis isotópicos del agua de formación también fueron realizados en la estación experimental del Zaidín (CSIC) de Granada, por el Dr. Antonio Delgado.

El agua reacciona con uranio empobrecido a elevada temperatura para transformarse en óxido de uranio e hidrógeno gas. Este gas se recoge mediante una bomba Toeppler en un portamuestras, que posteriormente se lleva al espectrómetro de masas, donde se analiza. De forma análoga a la reducción con uranio, las muestras de agua reaccionan a elevada temperatura con Zn metálico para producir hidrógeno y óxido de zinc.

Para el análisis del oxígeno en el agua de formación el método se basa en el equilibrado isotópico de una cierta cantidad de agua (al menos 0,5 ml, preferible 2 ml) y dióxido de carbono, en baño termostático con agitación, y posterior extracción del CO₂

IV.8. Reflectancia de la vitrinita

Los valores de la reflectancia de la vitrinita han sido medidos en el Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica de la Universitat de Barcelona, bajo la dirección del Dr. Albert Permanyer. Se utilizaron ocho muestras de lutitas de diferentes pozos: una muestra de la arenisca “U” y siete de la arenisca “T” (Anexo 4.3).

La medida se realizó sobre muestras pulidas (probetas), sin separación previa de la materia orgánica, con una longitud de onda de 546 nm (verde), según queda establecido por el ICCP (Internacional Coal Comité Project). Para este procedimiento se ha utilizado un microscopio Leica/Leitz DMRM con objetivo de inmersión en aceite de x50 aumentos. Además, se ha utilizado un patrón de vidrio sintético (Zeiss) de reflectividad conocida de 1,25%. El número de medidas en cada muestra es variable, según el aspecto de conservación

de la vitrinita. En cualquier caso, se han medido unos 100 puntos por muestra.

obtenidos se detallan en el capítulo VII, en el apartado de la características geoquímicas de los petróleos de las areniscas “U” y “T” de la Fm Napo.

IV.9. Análisis de hidrocarburos

El análisis de los hidrocarburos se realizó también en el Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica de la Universitat de Barcelona. Los análisis realizados son la cromatografía de gases por detección iónica de llama (GC-FID) sobre la fracción de hidrocarburos saturados, y la cromatografía de gases-espectrometría de Masa (GC-MS) para el estudio de los biomarcadores. Los resultados

IV.10. Modelización térmica

El modelo térmico de la cuenca Oriente se realizó con la colaboración del Dr. Albert Permanyer. Para esta evaluación se utilizó el software *BasinMod1*, proporcionado, en préstamo, por la empresa *Plate River Associates, Inc. (Petroleum System)*. El detalle sobre este apartado está expuesto en el capítulo VII.

Capítulo V

Marco geológico regional

V. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DE LA CUENCA DE ORIENTE, ECUADOR

En el Ecuador, la Cuenca Oriente corresponde a una región muy extensa cubierta por una amplia jungla, y representa el 27% del área total de la Nación, que son aproximadamente 75.000 km² (Fig.5.1).

Todo el Oriente en profundidad presenta un basamento de rocas cristalinas pre-cámbricas del Escudo Guayanés, sobre el cual se depositaron los sedimentos del Paleozoico y Mesozoico Inferior de la plataforma epicontinental (Fms Pumbuiza, Macuma y Santiago, actualmente expuestas sólo en la zona subandina). Durante varias transgresiones marinas cretácicas se depositaron finas capas de sedimentos marinos (miogeosinclinal) (Fms Hollín, Napo y Tena), sobre una amplia cuenca de antepaís (pericratónica). Los sedimentos del Cenozoico llegan a tener un espesor de 1.500 a 2.000 m en el extremo Este del Ecuador (Plataforma Tiputini), pero alcanzan un espesor de 400 a 2.500 m, en una cuenca alargada de tras-arco con rumbo Norte-Sur. La cuenca se profundiza hacia el Norte y más evidentemente hacia el Sur del Oriente central.

La Cuenca Oriente en una sección Oeste-Este (Figs. 5.2, 5.3) es asimétrica, presentando un moderado buzamiento hacia el Oeste y Sur, a lo largo de su amplio anco oriental, y abruptamente hacia el Este, a lo largo de su más estrecho anco occidental. El eje actual de la Cuenca Oriente está inmersa al Sur-Suroeste, donde los espesores de los sedimentos alcanzan los 1.000 m (Canfield et al., 1982).

V.1. Estratigrafía

V.1.1. Rasgos estratigráficos de la Cuenca Oriente

La Cuenca Oriente ecuatoriana está constituida por secuencias sedimentarias y volcánicas que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, que descansan sobre un substrato Precámbrico. La mayoría de estas formaciones afloran en el Sistema Andino. Las formaciones paleozoicas han sido identificadas en afloramientos únicamente al Norte del levantamiento Cutucú (Fig. 5.3) y en algunos pozos (Sacha, Shushufindi A-39, Pichincha) (Fig.1.1).

Una secuencia de sedimentos mesozoicos y terciarios, algunos de 8 a

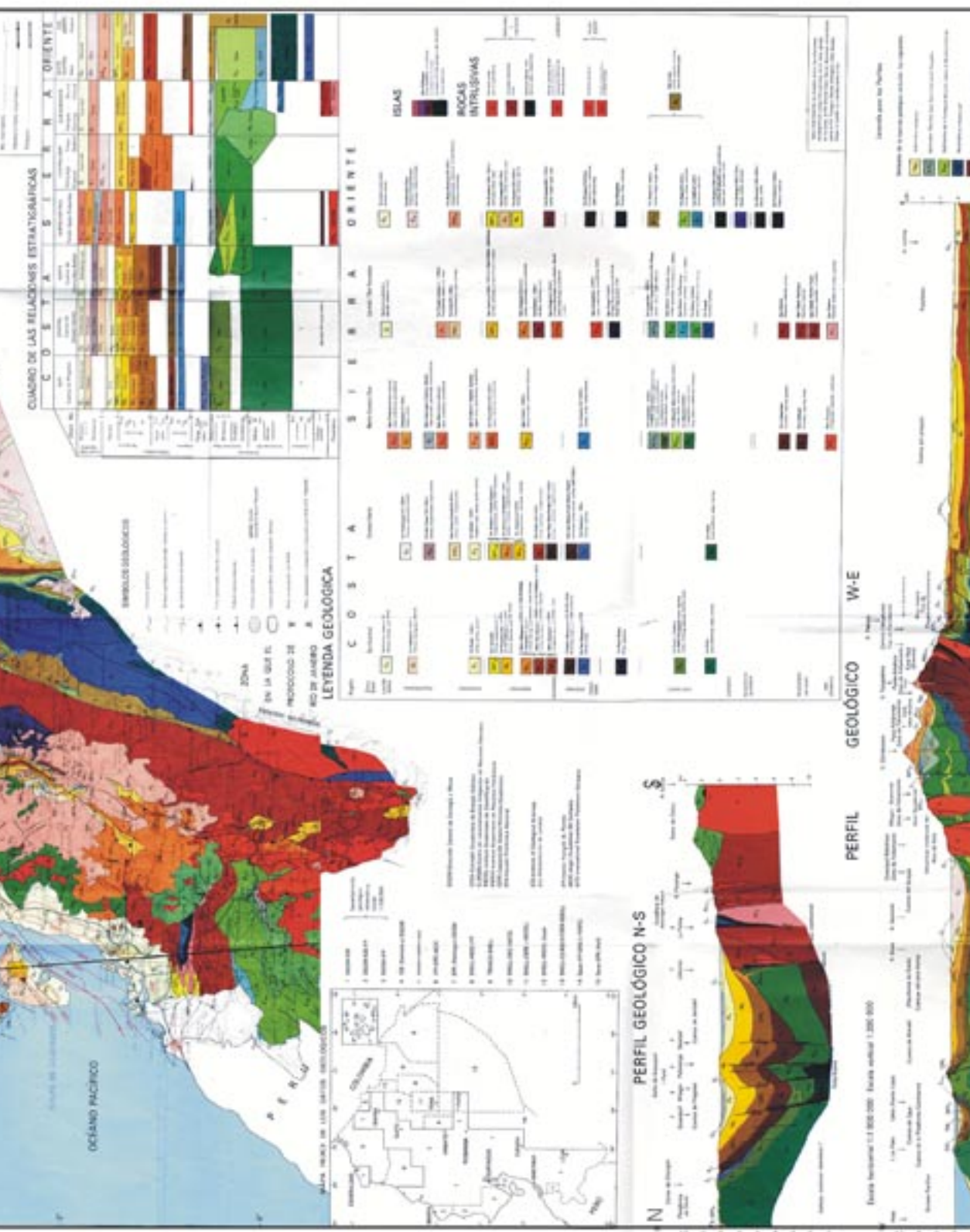


Fig. 5.1. Mapa Geológico del Ecuador,, cortes estructurales Norte-Sur y Oeste-Este, según Baldock (1982).

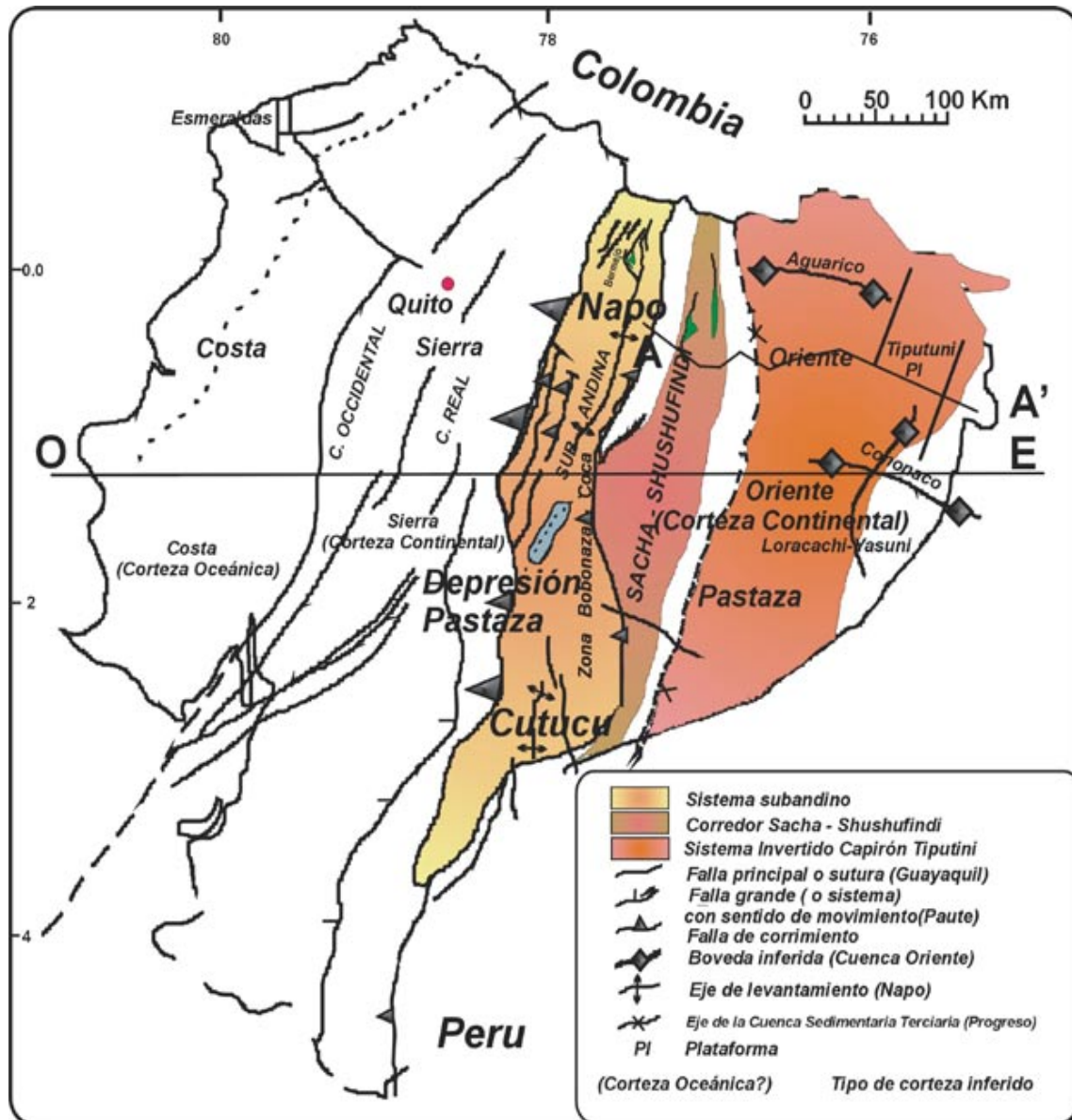


Fig. 5.2. Rasgos tectónicos de la Cuenca Oriente, según Baldock (1982).

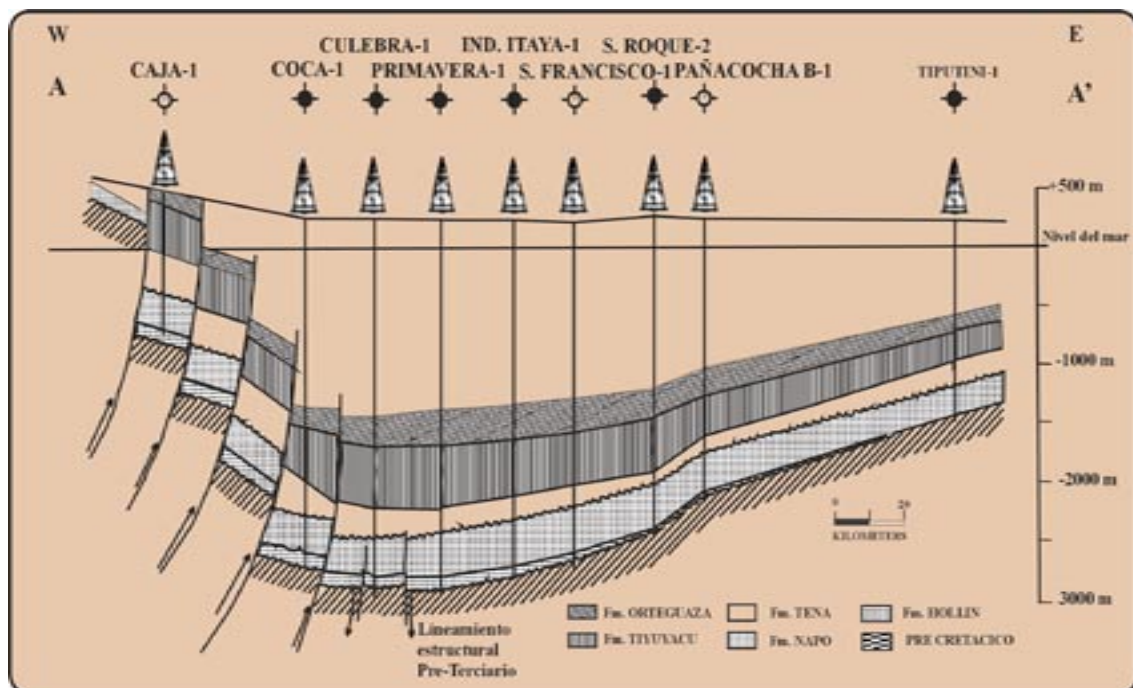


Fig. 5.3. Corte geológico esquemático Oeste-Este (A-A') del Norte de la Cuenca Oriente, localización en la Fig. 5.2. Según Smith (1989).

12 Km de espesor, fueron depositados en la Cuenca Oriental, debido a una sucesión de ciclos sedimentarios separados por periodos erosivos.

Las condiciones marinas en el Jurásico Inferior y en el Cretácico Superior, contrastan con los sedimentos del Jurásico Superior, Cretácico Inferior y Terciario, que son fundamentalmente de agua dulce y salobre, y de origen continental. Rocas paleozoicas no metamorfizadas a orán sólo en la zona subandina.

V.1.2. Substrato Precámbrico/ Basamento metamórfico

El substrato Precámbrico está constituido por rocas ígneas y metamórficas. Son las rocas más antiguas encontradas en la Cuenca Oriente. No existen a oramientos, pero sí han sido alcanzadas por algunos pozos (Parahuacu-1, Atacapi-1, Shushufindi-1 Yuturi-1) (Rivadeneira, 1999). En pozos como Tiputini Minas, se han encontrado esquistos, que están directamente cubiertos por la Fm Hollín (Baldock, 1982).

V.1.3 PALEOZOICO

V.1.3.1. Formación Pumbuiza (Silúrico - Devónico)

Esta Fm está integrada por pizarras grises y negras, en algunos lugares grafiticas y cuarzoarenitas de grano fino, forman el núcleo de un borde anticlinal fallado en bloque en el levantamiento Cutucú de la zona subandina, y representan las rocas más antiguas en la región. No se conoce el espesor ni la base de la formación, pero está discordantemente sobrepuesta por calizas carboníferas de la Fm Macuma (Fig. 5.4). Datos braquiópodos dan una edad devónica para la Fm Pumbuiza. La extensión original de ella es también desconocida. El ambiente de depositación es marino (Baldock, 1982).

V.1.3.2. Formación Macuma (Carbonífero Superior)

A ora también en la zona Subandina y comprende una potente secuencia, de 1.500 m de espesor, de calizas bioclásticas con intercalaciones de arcillas pizarrosas, margas y areniscas finas. Su edad es Carbonífero Superior. La caliza de la Fm Macuma sobreyacen a la Fm

Pumbuiza en el Norte del levantamiento Cutucú; a su vez, ellas están suprayacentes a las capas rojas de la Fm Chapiza, que sugiere que la Fm Santiago se acuñe y desaparezca en el área del Cerro Macuma (Baldock, 1982) (Fig. 5.4).

V.1.4. MESOZOICO

V.1.4.1. Formación Santiago (Jurásico Inferior)

Una potente secuencia de calizas marinas del Jurásico Inferior, con intercalaciones de lutitas, areniscas y rocas piroclásticas, forman gran parte de la Cordillera de Cutucú en el Sur-Este ecuatoriano. La Fm Santiago se extiende al Sur hacia Perú, pero no es conocida en el resto de Ecuador. Hacia el lado Este de su a oramiento la Fm Santiago comprende una secuencia monótona de calizas grises, areniscas calcáreas y lutitas negras. Hacia el Oeste la Fm empieza a ser más volcánica, con abundantes intercalaciones intraformacionales de brechas, tobas y mantos volcánicos. La Fm Santiago es pobre en fósiles, pero los ammonites que contiene confirman una edad Sinemuriense (Liásico). La secuencia está plegada y fallada, pero su potencia se estima entre

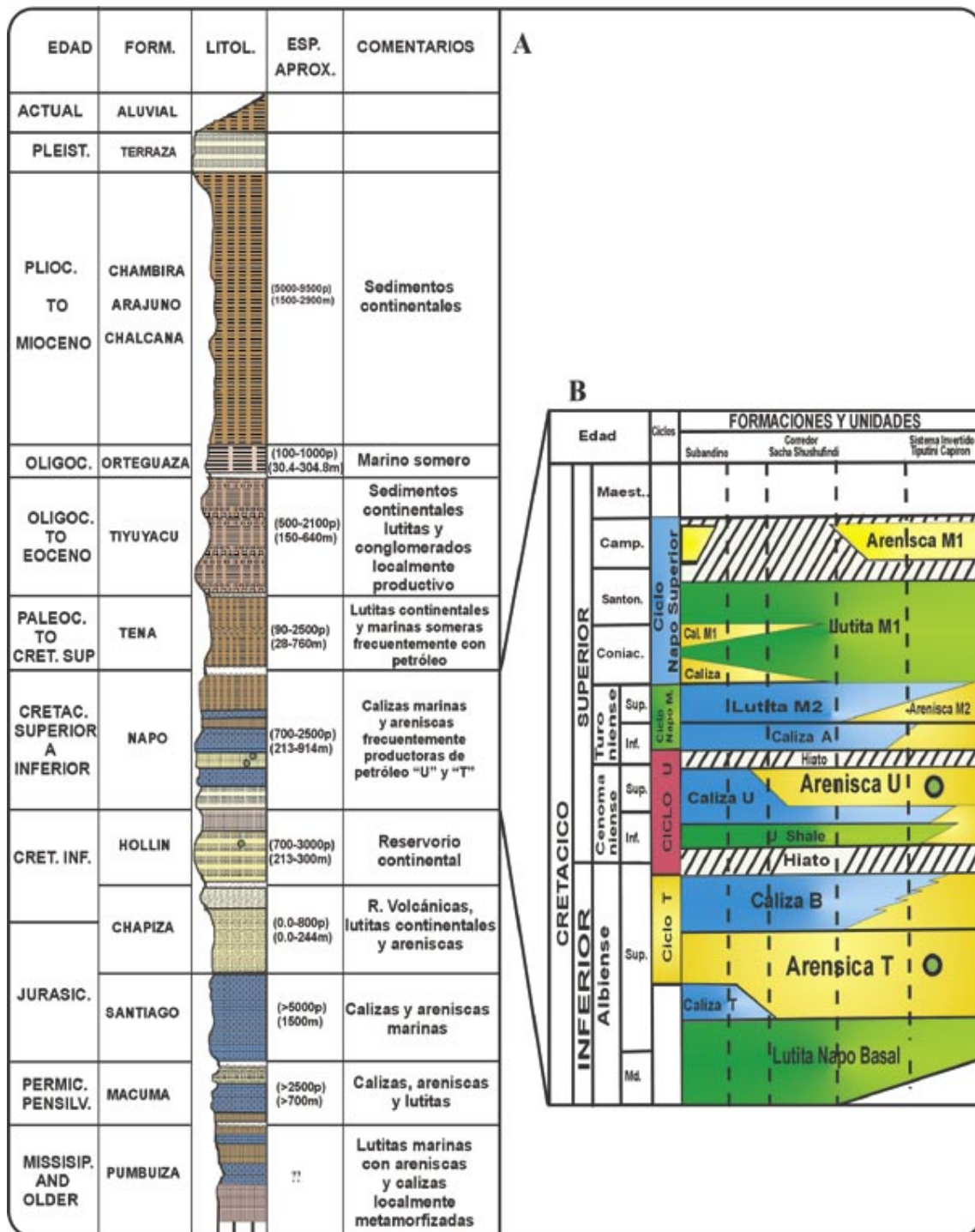


Fig. 5.4. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Oriente. A) Según Almeida, (1986); B) Estratigrafía de la Formación Napo. Según Rivadeneira et al. (1998) y modificada por Jailard (1997).

los 1.500 y los 2.700 m. En el Oeste, la Fm Santiago está directamente cubierta por rocas indiferenciadas del Albiense, Grupo Limón (equivalente a las Fms Hollín, Napo y Tena) (Baldock, 1982) (Fig. 5.4).

V.1.4.2. Formación Chapiza (Jurásico Medio - Jurásico Superior)

La Fm Chapiza es una serie potente de capas rojas continentales que descansa sobre la Fm Santiago al Sur, y ésta yace en discordancia sobre la Fm Hollín. En otros a oramientos, puede descansar sobre el Paleozoico. Respecto a la fauna, sólo se han encontrado lechos de carbón y restos de plantas. Esta Formación ha sido dividida en tres unidades.

- 1) Unidad Inferior, consiste en lutitas y areniscas de color gris, rosado, morado y rojo, con delgados lechos de evaporitas y concreciones de dolomita.
- 2) Unidad Media, presenta una litología comparable pero sin evaporitas, es íntegramente de color rojo. Las unidades Inferiores y media solo están reconocidas al Este de la Cordillera Real.
- 3) Unidad Superior, compuesta por: lutitas, areniscas y conglomerados rojos, con areniscas feldespáticas y tobas verdes a violáceas. Está correlacionada con la Fm

Misahualí del levantamiento del Napo, donde numerosas discordancias han sido observadas (Jaillard, 1997) (Fig. 5.4).

V.1.4.3. Formación Hollín (Cretácico Inferior: Aptiense - Albiense)

La Fm Hollín, comprende una secuencia de cuarzoarenitas, de grano grueso y muy porosas, epicontinentales, superpuestas a varias rocas preaptienses a través de la región oriental del Ecuador. La Formación tiene un espesor de 80 a 240 m e incluye lutitas fracturadas. La sedimentación tuvo lugar en aguas poco profundas, sobre un ambiente extenso de plataforma, estando el área fuente situada al Este de la cuenca Oriente.

Las areniscas de la Fm Hollín aoran extensamente en la zona Subandina, estando ampliamente expuestas en algunas zonas del levantamiento Napo, y forman un importante reservorio. Estas areniscas descansan en discordancia sobre la Fm Chapiza o la Fm Santiago (Oeste de Cutucú). La base de la Fm Hollín, por sus datos palinológicos (restos de plantas y lechos carbonosos), tiene una edad Aptiense, y avazando en la secuencia se llega hasta el Albiense Inferior (Bristow y

Hoffstetter, 1977; Jaillard, 1997) (Fig. 5.4). Albiense Inferior a Cenomaniense Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

V.1.4.4. Formación Napo (Cretácico Inferior – Cretácico Superior: Albiense – Campaniense)

La Fm Napo es quizás la secuencia más importante en el Oriente Ecuatoriano. Consiste en una secuencia de lutitas negras, calizas grises a negras y areniscas calcáreas. La formación varía de espesor, de menos de 200 m a más de 700 m, y sobreyace concordante a la Fm Hollín por todo el Oriente. La Fm Napo fue depositada en un ambiente marino, en una cuenca de orientación Norte-Sur, o en un graben limitado por fallas, con una plataforma mucho menos profunda hacia el Este, donde predominantemente es una facies más arenosas. La Fm Napo ha sido subdividida en:

Napo Inferior (60 a 250 m de espesor), comprende areniscas, lutitas, margas y calizas. En el Oeste, la parte superior incluye tobas y lavas interestratificadas. Conserva una fauna rica en ammonites (*Oxitropidoceras*, *scholoenbrachia* y otros), ostrácodos y foraminíferos (*Haplophragmoides*, *Textularia*, etc.), que indican una edad de

Napo media (75 a 90 m de espesor), consiste en calizas grises de masivas a muy estratificadas. En el Norte del Ecuador están subdivididas en dos horizontes separados por una unidad de areniscas, lutitas y areniscas (Bristow y Hoffstetter, 1977). La fauna (*Mammites*, *Heterohelix*, *globotruncana*, etc.) indica una edad Turoniense. (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Napo Superior (0 a 320 m de espesor), es una secuencia de argilitas negras duras, lutitas verdosas y grises, con intercalaciones de calizas y areniscas. Estas lutitas son muy potentes en el Sur (320 m) y en el Norte (200 m), pero están completamente ausentes en el Oriente Central, donde se depositaron, pero fueron erosionadas, previo a la sedimentación de la suprayacente Fm Tena. Edad ...

La plataforma marina cretácica y la depresión con dirección N-S fueron limitadas al Oeste por muchas condiciones diferentes, las cuales han sido interpretadas de diferente forma. La presencia de un grueso prisma de sedimentos de aguas profundas (actualmente las rocas metamórficas de la Cordillera Real) han sido propuestos como depósitos en un

océano abierto (Feininger, 1975; Feininger y Bristow, 1980). Una interpretación más probable es que la cuenca fue limitada al Oeste por una cordillera submarina positiva, pero emergente, quizás por una proto-cordillera, limitada por fallas, la que en la parte Norte del Perú es conocida como el arco Olmos, y separa la cuenca peruana cretácica del Noroeste de la Cuenca Pongos del Oriente (Cobbing et al., 1981; Bristow y Hoffstetter, 1977). Esto es sostenido por: I) el rápido adelgazamiento de la Formación Napo hacia el Oeste, en la zona Subandina (Fig. 5.2); II) por la naturaleza euxínica de los sedimentos, particularmente lutitas de la Napo Superior; III) el carácter de sedimentación completamente diferente de la cretácica (dominantemente volcanoclástica) en el eugeosinclinal occidental, o en la cuenca volcánica de ante-arco; y IV) por la primera aparición del material clástico derivado del lado occidental en los conglomerados de la Fm. Tena, que recubren inmediatamente la Fm. Napo (Fig. 5.4).

V.1.4.4.1. Arenisca “T”

La arenisca “T” ha sido estudiada en la sección del río Misahuallí (Jaillard, 1997) y presenta tres miembros. Los dos

inferiores, en parte marinos, son ricos en glauconita. El miembro superior, deltaico, es rico en restos vegetales y estromatolitos ferruginosos. No se encontró macrofauna y el muestreo micropaleontológico demostró la presencia de nanofósiles y palinomorfos, cuya asociación indican una edad Albiense Superior para la arenisca “T” (Fig. 5.4).

V.1.4.4.2. Arenisca “U”

Al igual que la arenisca “T”, esta arenisca también fue estudiada en el sector del río Misahuallí. Está constituida por lutitas, areniscas calcáreas y calizas marinas, con escasos ammonites que son indeterminables, pero serían posteriores al Albiense. En la parte inferior de la arenisca se encuentran bivalvos del grupo *Neithea aff. Roemeri*, que indican una edad de Cenomaniense Inferior. Por lo tanto, el límite Albiense-Cenomaniense se ubica cerca de la base de la lutitas “U”.

En las calizas y limolitas de la parte media del intervalo de la arenisca “U” se identificaron, además de escasos foraminíferos bentónicos no diagnosticados, el nanofósil *Cyclolithus granosus* del Albiense-Campaniense, y palinomorfos de edad Cenomaniense, que nos indican el intervalo de edad Cenomaniense-

Turonense (Jaillard, 1997).

Las calizas y margas de la parte superior contienen microfósiles poco diagnósticos y foraminíferos como el *Heterohelix globulosa*, que indican una edad Albiense Superior a Cenomaniense, o más reciente. La abundancia del nanofósil *Zygolithus* y *Deltoidospora* (pólenes de helechos), frecuentes en la zona “U” de la cuenca, sugieren una edad Cenomaniense (Jaillard, 1997) (Fig. 5.4).

particularmente en los 200 m inferiores, y en los 150 m superiores. Margas y calizas arenosas aparecen en menor cantidad. El color característicos de estos a oramientos es café-rojizo, variando de pálido a ladrillo rojizo y púrpura, pero esta coloración se debe en gran parte a la meteorización; los sedimentos son negros, grises o verdosos cuando están bastante frescos. Los fósiles (*Spiroplectamina*, *Buliminella*, etc.) son escasos, pero indican una sedimentación de agua dulce a salobre, con delgados horizontes marinos.

V.1.4.5. Formación Tena (Maestrichtiense Inferior - Paleoceno Inferior)

La Fm Tena sobreyace a la Fm Napo con aparente concordancia, pero el repentino cambio de facies y el techo erosionado de la secuencia Napo indican un importante hiato en la sedimentación durante gran parte del Campaniense. En contraste con la Fm Napo los sedimentos de la Fm Tena se tornan más finos y delgados hacia el Este de la Cuenca Oriente (1.000 m a menos de 300 m), indicando una procedencia occidental para el material clástico.

La litología de la Fm Tena consiste en lutitas, con numerosas intercalaciones de areniscas y escasos conglomerados,

La Fm Tena es indicadora de un importante cambio en la sedimentación cretácica– terciaria en el Oriente, marcando una regresión marina y la emergencia de la naciente Cordillera, cuya erosión proveyó la principal fuente de material clástico a la Cuenca del Oriente desde el Maestrichtiense en adelante (Fig. 5.4).

V.1.5. CENOZOICO

V.1.5.1. Formación Tiyuyacu (Paleoceno Superior - Eoceno)

La potente secuencia terciaria (2.000 a 4.500 m) de la Cuenca Oriente comienza con la Fm Tiyuyacu, que sobreyace a la Fm Tena (Fig. 5.4), aparentemente en

concordancia, pero con un significativo cambio de facies (conglomerado basal) y una discordancia importante, evidenciada por una erosión parcial de la Fm Tena Superior. La Fm Tiyuyacu es una sucesión de capas rojas, comprendiendo conglomerados basales gruesos al que sobreyacen areniscas con intercalaciones de lutitas rojas, verdosas y grises; cuyo espesor varía de menos de 100 a más de 250 m.

Hacia el Este, a partir del alzamiento Napo, el espesor de la parte Inferior de la Fm disminuye. El decrecimiento del tamaño de los clastos y del volumen de las capas, del Oeste hacia el Este, demuestra que las masas clásticas que componen la Fm Tiyuyacu, en las diferentes localidades, fueron derivadas de la Cordillera Real ya existente (Sauer, 1965). La edad de la Fm Tiyuyacu es indicada por la evidencia de su fauna (*Bathysiphon*, *Psammosphaera* etc.) siendo del Paleoceno Superior al Eoceno Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

V.1.5.2. Formación Orteguaza (Eoceno Medio - Oligoceno)

La Formación Orteguaza yace sobre a la Formación Tiyuyacu (Fig. 5.4)

y se encuentra debajo de los sedimentos continentales aluviales de la Fm Chalcana. Comprende una secuencia de lutitas grises con areniscas limosas, con glauconita y estratificación cruzada, indicando así un posible ambiente costero para esta Formación. Estos sedimentos provienen desde el Oeste de la Cordillera Real ya existente. Los únicos afloramientos descritos hasta la fecha (Morocco et al., 1997) se pueden observar en el Sistema Subandino Norte (río Aguarico). El color negro y gris oscuro de las lutitas, su fisibilidad, y la presencia de nódulos piríticos, indican un ambiente reductor, como es el de la plataforma marina interna (zona infratidal).

La edad de esta Formación de origen marino somero es atribuida al Eoceno Medio – Oligoceno (Labogeo, 1995). Su potencia es de aproximadamente 49 m en el Sistema Subandino, pero en algunos pozos de la cuenca de antepaís alcanza los 250 m.

V.1.5.3. Formación Chalcana (Oligoceno Superior – Mioceno Medio)

La Formación Chalcana (Fig. 5.4) comprende una secuencia monótona de capas rojas de una variedad de arcillas rojizas abigarradas con yeso y parece cubrir

transicionalmente toda la Fm Tiyuyacu. En el Nororiente los sedimentos en transición consisten en lutitas de color café a grises verdosas, con menor cantidad de limos y areniscas, que separan los estratos sedimentarios rojizos de la Fm Tiyuyacu de los estratos sedimentarios rojizos de la Fm Chalcana. La fauna (*Ammobaculites*, *Trochammina*) indica una edad Mioceno Inferior (Oligoceno Superior al Mioceno Inferior) y sugiere que la Fm Orteguzza es el equivalente en aguas profundas de la parte Inferior de la Fm Chalcana (Bristow y Hoffstetter, 1977). Las capas rojas de la Fm Chalcana contiene una fauna (*Sigmoilina*, *Tectochora*) indicadora de un ambiente de agua dulce y una edad que va del Mioceno Inferior a Medio.

V.1.5.4. Formación Arajuno (Mioceno Superior)

La Fm Arajuno está separada de la Fm Chalcana por un contacto bien definido, aunque hacia el Sur el cambio es transicional. La Fm Arajuno es una potente secuencia (más de 1.000 m) con variación litológica, y ha sido dividida en tres unidades: una Inferior, con conglomerados e intercalaciones de arcillas bentónicas; una Intermedia, de arcillas rojizas, yesíferas

en la base y tobácea en la parte superior; y una Superior, de areniscas con lignitos (Fig. 5.4).

V.1.5.5. Formación Curaray (Mioceno Superior).

La Formación Curaray está confinada al Este del Oriente, en donde subyace gran parte del terreno o cubierta por jungla bajo las delgadas capas aluviales. La Formación consiste en una serie potente de arcillas rojas, verdosas y azuladas, bien estratificadas. Localmente se encuentra yeso, alternando con horizontes de areniscas de grano fino, horizontes tobáceos y carbonáceos. La Fm Curaray contiene una abundante fauna (*Anomocytheridae*, *Cyclocypris*), que indica una sedimentación en agua dulce y, ocasionalmente, salobre y una edad Mioceno Superior. La secuencia tiene por lo menos 750 m de espesor y probablemente represente un ambiente entre lacustre y de estuario comparado con las condiciones continentales de agua dulce de la gran Fm Arajuno, en su mayor parte sincrónica (Baldock., 1982) (Fig. 5.4).

V.1.5.6. Formación Chambira (Mio-Plioceno)

La Fm Chambira es una secuencia no fosilífera de gran espesor (1.000 a 1.500 m) de sedimentos clásticos gruesos, sobreyaciendo la Fm Arajuno y transgrediendo a la Fm Curaray. Se le ha dividido en tres unidades, la intermedia es tobácea, pero la Fm Chambira básicamente consiste en un abanico de piedemonte y de sedimentos uviales depositados durante una intensa erosión de la Cordillera al Oeste del Oriente (Fig. 5.4).

V.1.5.7. Formación Mesa (Plio - Pleistoceno)

La Formación Mesa comprende una serie de terrazas disectadas, compuestas de depósitos clásticos de medios a gruesos, derivados de la continua erosión de la sierra. La Fm es más gruesa en la parte Oeste, cerca de la Cordillera (1.000 m), mientras que al Este de la zona Sub-andina es apenas de 100 m. de espesor, aunque todavía se encuentran varios horizontes tobáceos. Las terrazas muestran evidencia de fallamiento, levantamiento y están parcialmente cubiertas por depósitos cuaternarios posteriores (Fig. 5.4).

V.1.5.8. Formación Mera (Cuaternario)

Consiste en terrazas más jóvenes, depósitos compuestos por abanicos de piedemonte del Cuaternario, areniscas tobáceas y arcillas, las que postdatan al último período importante de fallamiento y levantamiento. Están menos disectadas que las terrazas remanentes de la Fm Mesa. Hacia el Este los sedimentos de las terrazas disminuyen en espesor, tamaño de grano y altitud. Eventualmente gradan transicionalmente hacia el aluvión del Cuaternario parcialmente retrabajado de las cuencas de drenajes actuales (Fig. 5.4).

V.2. Estructura de la Cuenca Oriente

El Ecuador puede ser dividido en tres provincias tectono-morfológicas, representadas de Este a Oeste como: *El Oriente, la Cordillera de los Andes y la Costa* (Balkwill et al., 1995) (Fig. 5.5). La Cordillera comprende la Cordillera Occidental sub-paralela y la Cordillera Real, que están separadas por el Graben Interandino (Aspden and Litherland, 1992;) (Fig. 5.5). Durante el Triásico y el Pérmico, la región, ahora ocupada por la Cordillera Real, correspondía al margen continental,

que experimentó un apertura (*rifting*) a lo largo de todo el margen pasivo proto-Pacífico (Jaillard et al., 1990; Lee et al., 2004). Este régimen de apertura tuvo como resultado un gran número de semi-grabens que involucraron al basamento. Estos semi-grabens se rellenaron con sedimentos clásticos gruesos y rocas carbonáticas (Balkwill et al., 1995). Durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior se produjo la convergencia intracratónica con el Cratón Suramericano, en el sector occidental,

debido a la acreción de los sedimentos de las rocas oceánicas antiguas, plegadas y levantadas, por el rift del triásico y las rocas más antiguas (Lee et al., 2004; Aspden y Litherland, 1992).

Una segunda fase de convergencia en la Cordillera Real empezó al final del Cretácico (Balkwill et al., 1995), alcanzando hasta del Terciario Inferior (Lee et al., 2004; Canfield, 1991; Aspden y Litherland, 1992). Esta transpresión creó

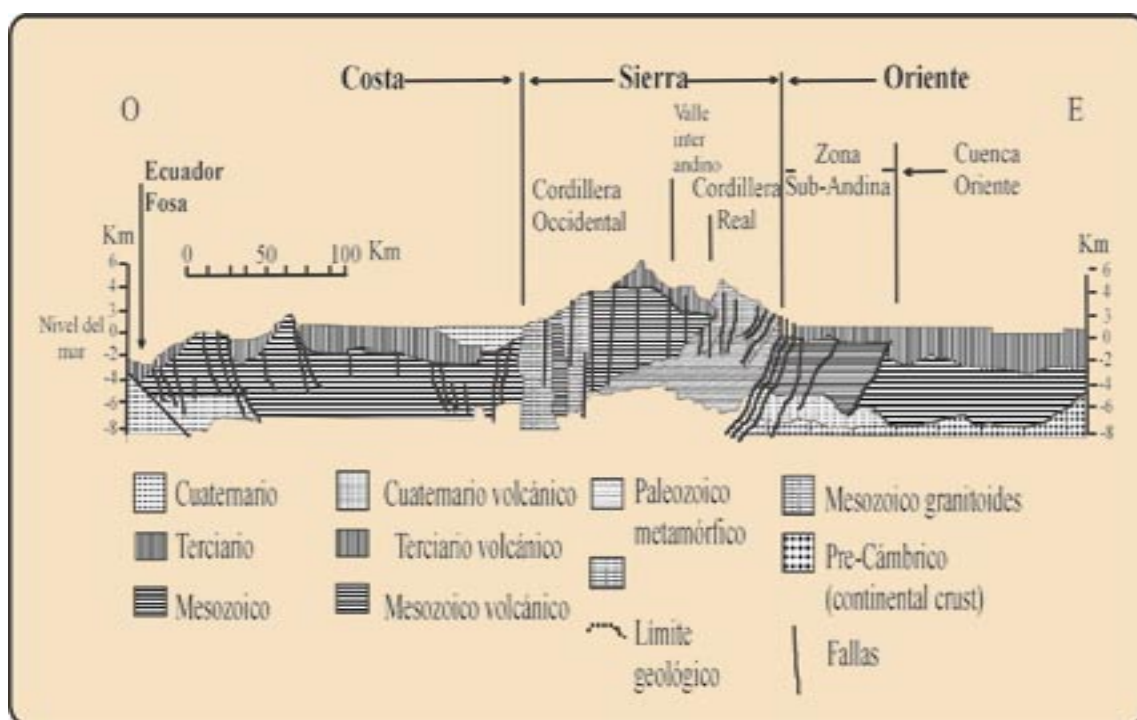


Fig. 5.5. Corte geológico del Ecuador, dirección Oeste-Este, aproximadamente entre 1° 30' latitud, (según Baldock, 1982; simplificado por Hukuno et al., 1988).

Ver dirección en Fig. 5.2.

una red de bajo relieve, fallas inversas desde el basamento y altas estructuras en la Cuenca Oriente (Balkwill et al., 1995) las cuales proporcionaron líneas muy débiles en el basamento. Todos los grandes campos de petróleo y gas en la Cuenca Oriente están relacionados con la deformación de este basamento.

La Cuenca Oriente puede ser dividida en dos: la zona Subandina, y la Cuenca Oriente propiamente dicha (Balkwill et al., 1995; Christophoul et al., 2002; Hungerbuhler et al., 2002; Lee et al., 2004), separadas por un sistema de fallas inversas. La Cuenca en una sección transversal (Figs. 5.3, 5.5) es asimétrica, con un buzamiento suave hacia el Oeste y Sur (Canfield, 1991). Es evidente que la división de la Cuenca Oriente en dos provincias estructuralmente distintas fueron el resultado principalmente del tectonismo desde el Cenozoico, y principalmente en el Neógeno, precedentes a la fase del plegamiento Incaica (de Cretácico Superior a Paleoceno). Los eventos tectónicos en el Oriente dieron como resultado un fallamiento vertical de bloques sin sedimentarios, en un régimen tensional, con un basamento cristalino rígido.

La Cuenca Oriente (Baldock, 1982, Dashwood and Abbots, 1990) se estructura

como resultado de esfuerzos transpresivos, presentes a partir del Cretácico Superior, terminando con la historia de hundimiento pericratónica, que provocan la emersión de la Cordillera Real y la formación de la cuenca de trasarco propiamente dicha. Sin embargo, existe una etapa anterior que se inicia en el Turoniense, con esfuerzos compresivos, que marca la inversión tectónica de un sistema extensivo, desarrollado en el Permo-Triásico y durante el Jurásico. Con la inversión tectónica comienzan su desarrollo la totalidad de las estructuras petrolíferas de la cuenca (Rivadeneira, 1999).

Durante el Eoceno, rocas del Cretácico y más antiguas fueron levantadas y expuestas a lo largo del margen occidental de la Cuenca Oriente (Smith, 1989; Lee et al., 2004). Durante el Mioceno grandes actividades volcánicas comenzaron, mientras que el levantamiento y erosión de las secciones antiguas continua. Desde el Plioceno los cabalgamientos (*thrusting*) afectaron las secciones del Cretácico expuestas (Smith, 1989, Lee et al., 2004).

V.2.1. Dominios estructurales del Oriente

Secciones sísmicas y datos estructurales de campo (Sistema Subandino) han puesto en evidencias 3 dominios estructurales controlados por mega-fallas de rumbo NNE-SSW.

En los dominios occidental y central, la sísmica muestra que las fallas se verticalizan en profundidad y son probablemente de escala cortical. La presencia de estructuras en or positivas (Fig. 5.6) y de pliegues orientados NNW-SSE o NW-SE indican que los dominios estructurales se deformaron en régimen transpresivo dextral. Este régimen tectónico está de acuerdo con el contexto geodinámico cretácico, terciario y actual (Minster y Jordan, 1978; Pilger, 1984; Aspen and Litherland, 1992). Durante el Cretácico Superior, aparecen cuerpos volcánicos en la Cuenca Oriente (Barragán et al., 1997) estando asociados al movimiento de rumbo de las mega-fallas.

La Cuenca Oriente fue deformada por inversiones tectónicas. La sísmica muestra que la mayoría de las fallas de rumbo corresponden a antiguas fallas normales ahora invertidas que controlaron la sedimentación permo-triásica, hasta

el Cretácico Inferior (Rivadeneira et al., 1999).

V.2.1.1. Dominio Occidental: Sistema Subandino

El dominio Occidental del sistema Subandino (Figs. 5.2, 5.5) constituye la parte a orante de la Cuenca Oriente, donde se pueden observar las últimas deformaciones de la cuenca. En los a oramientos se observan fallas inversas de alto y bajo grado, con marcadores cinemáticos que evidencian una tectónica transpresiva con movimientos dextrales. Este dominio tectónico se levantó y deformó principalmente durante el Plioceno y el Cuaternario. La morfología de las series implicadas en estas deformaciones se pueden diferenciar de Norte a Sur como: levantamiento Napo, depresión Pastaza, levantamiento Cutucú (Fig. 5.2).

La zona subandina fue intensamente afectada por plegamientos y cabalgamientos en una deformación del cinturón de tras-arco, en el que el metamorfismo desempeñó un papel menor, por el arqueamiento y levantamiento (Napo y Cutucú) del Plioceno (Fig. 5.2) En la parte Este del Oriente pliegues abiertos y fallamientos en bloques fueron las

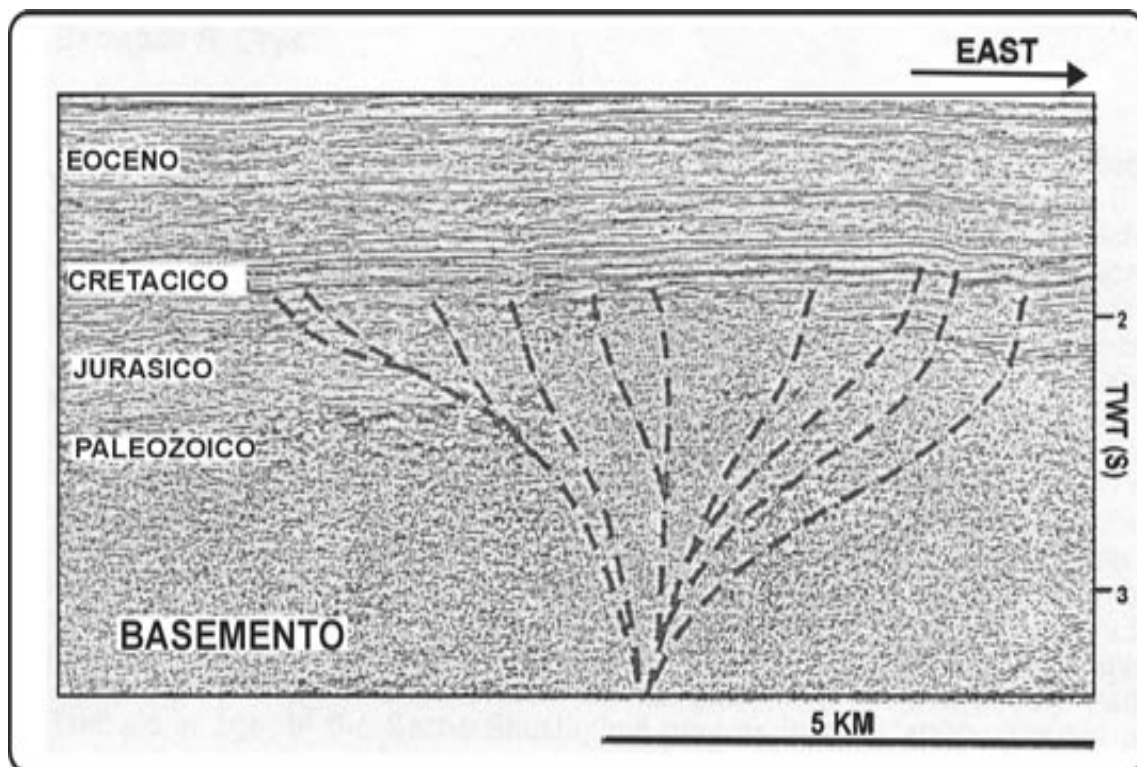


Fig. 5.6. Línea sísmica que muestra una estructura positiva en forma de flor (Sacha-Shushufindi). Según Rivadeneira (1999).

estructuras dominantes. La división entre el cinturón tectónico Subandino y el Oriente propiamente dicho es aproximadamente coincidente con la pendiente acentuada de la zona Bobonaza–Coca (Tschopp, 1953), la cual está acompañada por el importante cinturón más oriental.

V.2.1.1.1. Levantamiento Napo

El Levantamiento Napo (Fig. 5.2) corresponde a un inmenso domo,

limitado al Este y al Oeste por fallas de rumbo, donde a orán esencialmente las formaciones sedimentarias cretácicas y terciarias de la Cuenca Oriente. Antes de depositarse los sedimentos del Cretácico, extensas áreas de la Fm Chapiza y de su piso volcánico superior quedaron expuestas a las acciones aplanadoras de la denudación (Sauer, 1965). Como consecuencia, se han podido localizar discordancias ligeramente angulares entre las capas de la Fm Chapiza y las suprayacentes areniscas cretácicas de la Fm Hollín en lugares como la Cordillera de Cutucú y la elevación del Napo. El

substrato del Cretácico está constituido por la Fm volcánica Misahuallí (Jurásico Medio a Superior) en la parte central y por el granito de Abitagua (de la misma edad) en el borde occidental.

El borde oriental del levantamiento Napo o frente subandino está constituido por estructuras compresivas, que originaron el campo Bermejo (Fig. 5.7). El análisis de ciertas secciones sísmicas del borde occidental del campo Bermejo muestra una sedimentación sin-tectónica de la Fm Tena Inferior que registró, probablemente,

la primera etapa de deformación (Cretácico terminal) de las estructuras en el frente Subandino.

El borde Occidental del levantamiento Napo está deformado por fallas de rumbo que limitan un bloque compuesto de un sustrato granítico (Batolito de Abitagua) y de una cobertera de sedimentos mesozoicos levemente metamorfizados. El levantamiento Napo se amortigua y desaparece, probablemente debajo de los corrimientos de la Cordillera Oriental. (Fig. 5.2) (Rivadeneira, 1997).

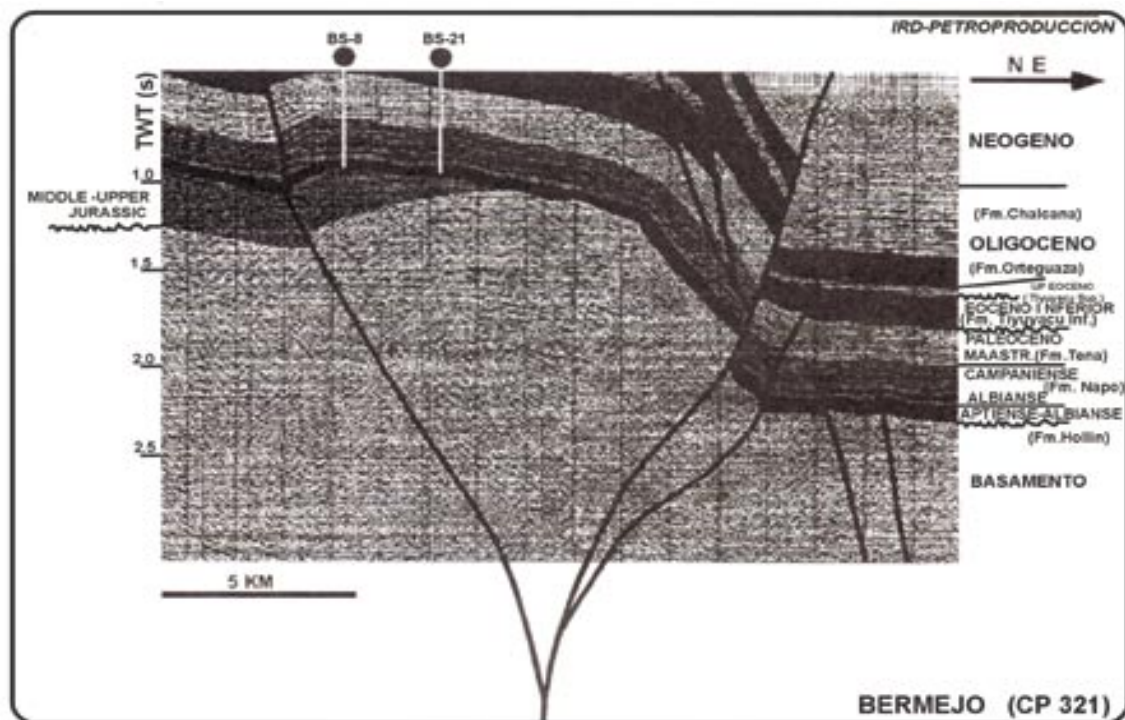


Fig. 5.7. Borde oriental del levantamiento Napo - ó Frente Subandino. Según Rivadeneira (1999).

V.2.1.1.2. Depresión Pastaza

Corresponde a la zona de transición entre el levantamiento Napo y el levantamiento Cutucú (Fig. 5.2), donde aoran esencialmente sedimentos neógenos y cuaternarios.

V.2.1.1.3. Levantamiento Cutucú

Esta parte del sistema Subandino se caracteriza por la aparición de nuevas formaciones pre-cretácicas. En efecto, en el levantamiento Cutucú aoran esencialmente las formaciones triásicas y jurásicas: Santiago y Chapiza (Fig. 5.2).

V.2.1.2. Dominio Central: Corredor Sacha-Shushufindi

El corredor Sacha-Shushufindi (Fig. 5.2) abarca los campos petrolíferos más importantes del Ecuador. Está deformado por mega-fallas de rumbo, orientadas en dirección NNE-SSW, que se verticalizan en profundidad y pueden evolucionar a estructuras en or hacia la superficie. Las secciones sísmicas muestran que las mega fallas limitan semi-grabens de edad Triásico Superior a Jurásico, a veces deformados por pliegues de gran amplitud

(Fig. 5.8). Las mega-fallas de rumbo han sido reactivadas e invertidas (transpresión dextral) durante el Cretácico Superior, el Terciario y el Cuaternario. Aunque todavía no está bien definida la parte Sur del Corredor Sacha-Shushufindi (Fig. 5.2), este parece prolongarse hacia el Suroeste y aorar en el levantamiento Cutucú.

V.2.1.3. Dominio Oriental: Sistema invertido Capirón-Tiputini

El sistema invertido Capirón-Tiputini (Fig. 5.9), corresponde a la inversión de una cuenca extensiva estructuradas por fallas lístricas, probablemente de edad Permo-Triásico. Esa inversión provocó un importante levantamiento de la parte oriental de la cuenca a partir del Eoceno, donde las estructuras de esta edad están erosionadas y selladas por la base de la Fm Tiyuyacu-Superior (Rivadeneira, 1997).

V.3. Etapas de evolución de la Cuenca Oriente

El desarrollo geológico de la Cuenca Oriente, puede ser descrito desde el Paleozoico Inferior. El Oriente ha estado sujeto a cuatro fases distintas de evolución. Cada una de ellas ha sido de

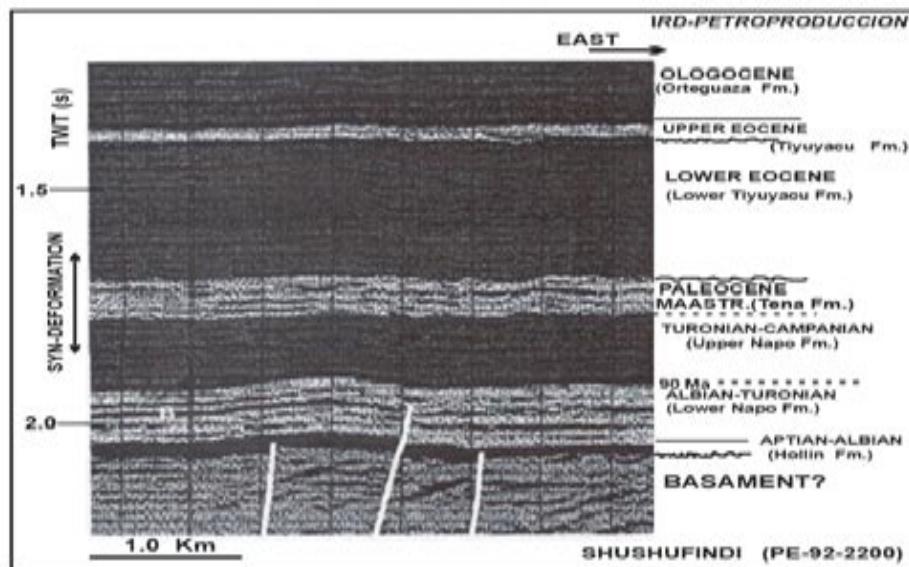


Fig. 5.8. Línea sísmica que muestra fallas normales que afectan la parte inferior de la Fm Napo. Según Rivadeneira (1999).

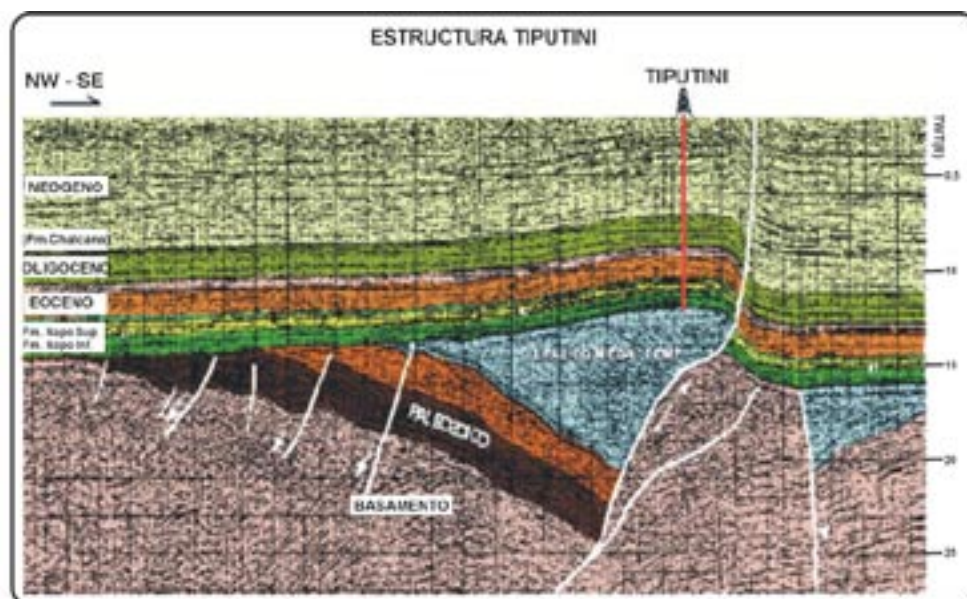


Fig. 5.9. Dominio oriental: Sistema invertido Capirón - Tiputini. Modificado por Baby et al. (1998) y Díaz (2000).

gran importancia en el desarrollo de la región como el Cretácico y el Terciario. La evolución de la Cuenca Oriente y las divisiones de los resultados estratigráficos pueden ser resumidas como sigue.

V.3.1. Fase I: Paleozoico (Margen pasivo extensional)

Al final del Precámbrico (Fig. 5.10), el evento Brasileiro, creó un marco tectónico

estructural que estuvo sucesivamente reactivado a través de la era Fanerozoica. Este evento comienza en el Paleozoico, donde los sedimentos fueron depositados en un margen pasivo controlado por una gran falla. Los sedimentos tempranos del Devónico y Carbonífero Inferior fueron depositados sobre un basamento granítico y metamórfico. Estos sedimentos están compuestos por lutitas marinas y areniscas del grupo Pumbuiza. Desde el Carbonífero Superior al Pérmico, los sedimentos

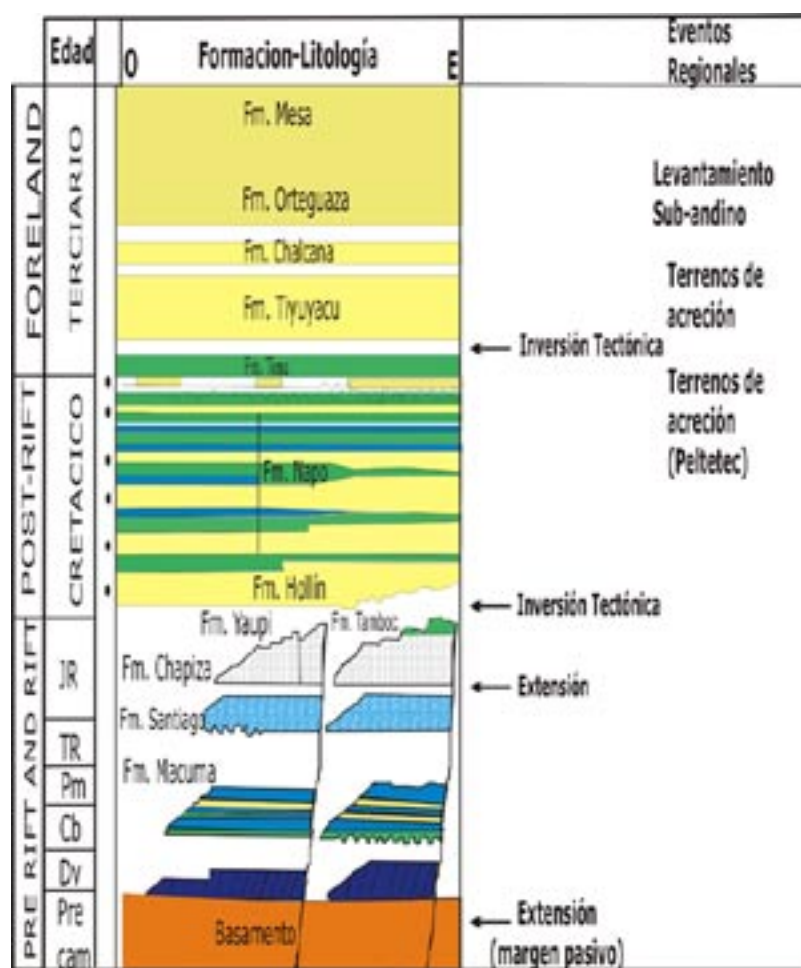


Fig. 5.10. Principales ciclos sedimentarios y eventos de extensión e inversión tectónica en la Cuenca Oriente. Según Belotti et al. (2003).

fueron depositados en una cuenca marina restringida, con un eje axial de la Cuenca Oriente con dirección Norte-Este. Los sedimentos, principalmente de tipo orgánico, se han preservados, así como lutitas y calizas marinas (Rompétrol, 2002).

En el Paleozoico, el Oriente fue una región relativamente estable, en parte soportando sedimentación y en parte también emergiendo, en el margen del Cratón Precámbrico. La región fue limitada al Oeste por una depresión geosinclinal, en la que se depositó una potente secuencia de sedimentos de aguas profundas que en la actualidad forman el núcleo metamórfico de la cordillera. Posterior a los eventos orogénicos Brasíero/Caledoniano y Varístico que afectaron al cinturón móvil Andino en el Paleozoico, el levantamiento de una proto-cordillera produjo un desplazamiento del eje de sedimentación hacia el Este (Baldock, 1982).

V.3.2. Fase II: Mesozoico Inferior (pre-levantamiento de los Andes y subsidencia continental)

En el Triásico Inferior, fallamientos y levantamientos parecen haber erosionado y preservado grandes espesores del Paleozoico. La subsidencia continuó al final del Triásico, cuando el

grupo Santiago fue depositado. Este grupo está constituido por carbonatos ricos en materia orgánica y lutitas. Durante el Jurásico Medio hubo un periodo de no sedimentación, mientras que en el Jurásico Superior tuvo lugar un vulcanismo, que es evidenciado por la amplia presencia de la Fm Chapiza, que está representada por rocas piroclásticas muy duras que aoran en casi toda la Cuenca Oriente (Rompétrol, 2002) (Fig. 5.10).

Durante el Mesozoico y parte del Terciario Inferior, el Oriente estuvo dividido en una cuenca (o graben) miogeosinclinal o tras-arco en hundimiento. En la parte Oeste (inmediatamente al Este del eje positivo de la Proto-Cordillera), y una plataforma positiva o tectónicamente más estable, (*horst*) al Este (Plataforma Lorocachi-Tiputini), aunque ésta fue separada del margen real del Escudo Guayanés por otra depresión (en el Norte del Perú). El levantamiento de la Proto-Cordillera y una parte del Oriente durante el Cretácico Superior, está caracterizado por los sedimentos clásticos procedentes del Oeste durante el Maestrichtiense. Procesos tectónicos en el cinturón Andino y fallamientos sin-sedimentarios ocurrieron en el Oriente durante el Maestrichtiense y Paleoceno (Baldock, 1982).

V.3.3. Fase III: Mesozoico Superior (Levantamiento Nevadan y extensión)

Al final del Jurásico se produjo un levantamiento regional, conocido como orogenia Nevadan, que continuó durante el Cretácico Inferior. Después de este periodo hubo una época de no sedimentación en la cuenca, que corresponde al final del Cretácico Inferior hasta el Cretácico Medio. Los sedimentos del Cretácico (Albiense-Aptiense) descansan sobre ésta discontinuidad. Hacia el Oeste de la cuenca, se forma una cuña de gran espesor de sedimentos clásticos de ambientes uviales a marinos, conocidos como la Fm Hollín (Romp petrol, 2002). La parte superior de esta Fm está integrada por areniscas mareales. La Fm Napo está caracterizada por lutitas predominantemente marinas, con intercalaciones ocasionales de calizas y areniscas.

V.3.4. Fase IV: Terciario (Cuenca remanente de los Andes)

Un gran evento erosional ocurrió al final del Cretácico eliminando gran parte de la parte Superior del Cretácico (Maestrichtiense). Este evento erosional

está relacionado con el tectonismo de la época. Los datos analizados sugieren que la construcción de la Cordillera de los Andes es responsable de la formación de las principales estructuras donde se encuentra el hidrocarburo en la cuenca. El Terciario en la Cuenca Oriente se desarrolla próximo a la cadena montañosa de los Andes, formando una cuña de sedimentos molásicos de unos 4.000 m de espesor (Romp petrol, 2002). La sedimentación empieza en el Paleoceno con la Fm Tena, que tiene grandes espesores de lutitas rojas y marrones, areniscas y conglomerados subordinados. Descansando sobre el Eoceno se encuentran las Fms Tiyuyacu y la Fm Orteg uaza. La sección desde el Mioceno hasta la actualidad está constituida por 2.500 m indiferenciados de lutitas, molasas y, ocasionalmente, areniscas (Romp petrol, 2002) (Fig. 5.10).

Un cabalgamiento inicial con un fuerte ángulo, con fallas que buzan hacia el Oeste, en la margen oriental del frente andino, contribuyeron al levantamiento de la Cordillera. El diatrofismo condujo a un suave plegamiento y produjo algo de fallamiento, pero la región permaneció esencialmente como una cuenca deposicional (siendo principalmente de agua dulce y terrestre) durante la mayor parte del Neógeno. El cabalgamiento principal y el levantamiento de los Andes

tuvieron lugar durante el Mioceno Superior al Plioceno (Baldock, 1982).

V.4. Etapas de deformación

V.4.1. Extensión pre-cretácica

Globalmente, el pre-Cretácico se desarrolla hacia el Sur-Suroeste de la Cuenca Oriente. Se caracteriza por una cuña sedimentaria paleozoica que se bisela hacia el Este y por semi-grabens de edad permo-triásica o jurásica, erosionados y sellados por la Fm Yaupí o la Fm Hollín. La mayoría están invertidos durante el Cretácico y/o el Terciario. El relleno de los semi-grabens corresponde esencialmente a las Fms Sacha-Santiago en el corredor Sacha-Shushufindi y, probablemente, a conglomerados permo-triásicos (Fm Mito del Perú) en el sistema invertido Capirón-Tiputini (Fig. 5.9). El sustrato está constituido por sedimentos paleozoicos (Rivadeneira, 1999).

V.4.2. Extensión Napo Inferior (Albiense - Cenomaniense)

Algunas secciones sísmicas (Fig. 5.8), permiten evidenciar pequeñas fallas normales que afectan la parte Inferior

de la Fm Napo. Los datos analizados no permiten definir precisamente la geometría y cinemática de estas fallas, la mayoría de ellas fueron invertidas durante etapas de deformación compresivas posteriores. Estas fallas controlaron, probablemente, la sedimentación de ciertos cuerpos arenosos actualmente conocidos como excelentes reservorios (Rivadeneira, 1999).

V.4.3. Inversión Napo Medio-Tena Inferior (Turoniense - Maestrichtiense)

La primera etapa de deformación compresiva, que se califica de inversión tectónica en régimen transpresivo dextral, se produjo durante la sedimentación de los miembros Napo Medio y Superior y de Tena Inferior. La sección sísmica de la Figura 5.8 muestra que los sedimentos de la Napo Superior y de Tena Superior se biselan sobre el anticlinal de la estructura Sacha-Shushufindi y sellan así una primera etapa de deformación (Rivadeneira, 1999). Muchas estructuras de la parte oriental de la cuenca, como Pañacocha (Fig. 5.11) o Capiron, presentan en sus ancos variaciones de espesor en la Fm Tena debidas a una fuerte erosión de la Fm Tiyuyacu Basal.

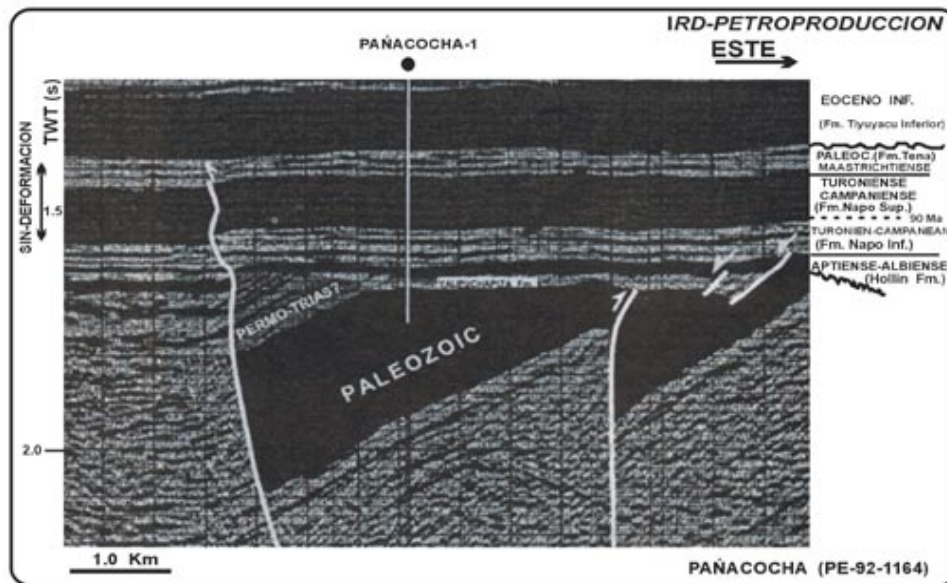


Fig. 5.11. Línea sísmica que presenta en su flanco variaciones de espesor en la Fm Tena, debido a la erosión de la Fm Tiyuyacu Basal.

Según Rivadeneira (1999).

En la parte Oeste de la cuenca, donde la Fm Tena es más completa o menos erosionada, las estructuras como Bermejo presentan una deformación sin-sedimentaria en la Fm Tena inferior que registró este evento de deformación transpresiva (Rivadeneira, 1999).

V.4.4. Inversión Tiyuyacu Inferior (Eoceno Inferior)

El análisis de la sísmica a nivel regional ha permitido (Rivadeneira, 1999) definir una superficie de erosión intra-

Tiyuyacu. Esta superficie de erosión provoca variaciones de espesor en la Fm Tiyuyacu inferior en los flancos de muchas estructuras como Cuyabeno-Sansahuari (Fig. 5.12). Se trata de una deformación sin-sedimentaria en la Tiyuyacu inferior que confirma la importancia de esta segunda etapa de deformación transpresiva-probablemente de edad Eoceno Inferior, que marca el inicio de una importante subsidencia de la Cuenca Oriente (Rivadeneira, 1999).

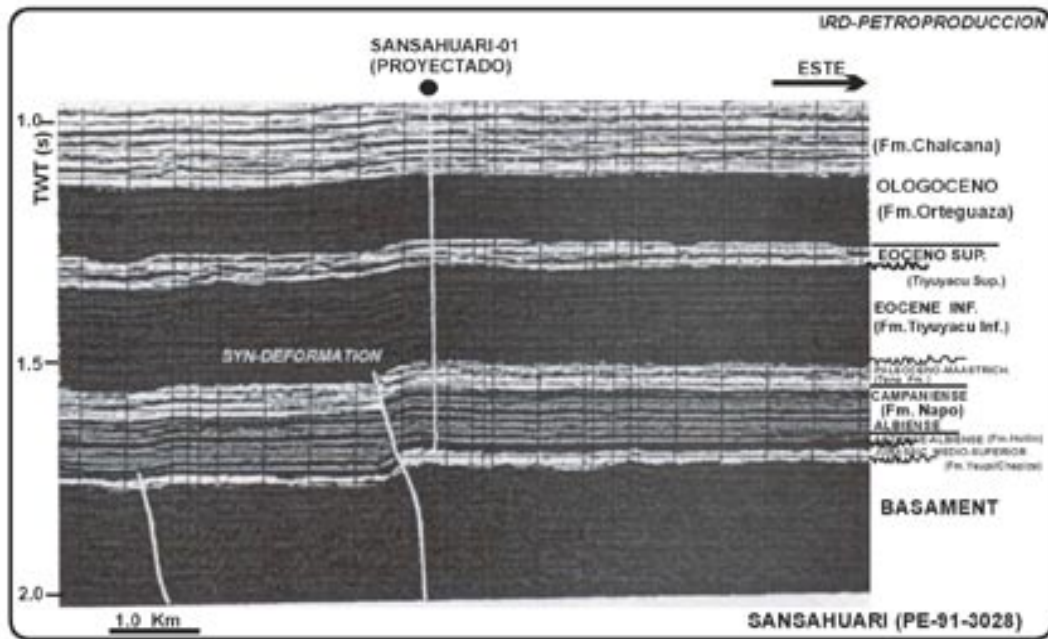


Fig. 5.12. Línea sísmica que presenta en su flanco variaciones de espesor en la Fm Tiyuyacu Inferior. Según Rivadeneira (1999).

V.4.5. Inversión Plioceno - Cuaternario

Es la última y una de las principales etapas de inversión tectónica de la Cuenca Oriente. Es la responsable del levantamiento del sistema Subandino y levanta toda la columna sedimentaria de la Cuenca Oriente, incluidos los lahares y terrazas

aluviales cuaternarias. El campo Bermejo se desarrolló a partir del Maestrichtiense, y fue levantado en el Plio-Cuaternario en el eje de la estructura en el or del frente orogénico. Líneas sísmicas muestran que muchas de las fallas invertidas de la cuenca de antepaís han sido reactivadas durante esta época (Rivadeneira, 1999).

Capítulo VI

Características petrológicas de las areniscas “U” y “T”

VI. ANALISIS PETROLÓGICO Y DIAGENÉTICOS DE LAS ARENISCAS “U” Y “T” DE LA FORMACION NAPO

VI.1 Localización de los intervalos de las arenisca estudiadas

Los testigos de perforación analizados para las areniscas “U” y “T” de los diferentes pozos de la cuenca están representados en los registros eléctricos (sondeos de pozo). Además, los intervalos estudiados en registros muestran las características de las curvas de gamma ray y de resistividades. En la primera pista está representada la curva de gamma ray. En el lado izquierdo de la pista se encuentran las lecturas más bajas del registro, constituyendo ésta la línea base de las arenisca, y en el lado derecho de la primera pista, los valores más altos de gamma ray que constituyen la línea base de las lutitas. La radiactividad es la medida en grados API y, generalmente, la escala varía de 0-110 ó 0-120 °API. Esta curva es importante para determinar la litología y para hacer correlaciones entre pozos (Anexos 6.1 hasta 6.7).

En la segunda pista del registro están

representadas las curvas de resistividades. La lectura que mide la resistividad de la zona invadida está de color azul, y la curva que mide la resistividad de la zona profunda (no invadida) de color rojo. Los valores de menor resistividad son los que se encuentran en el lado izquierdo y los de mayor resistividad en el lado derecho de la segunda pista. Estos gráficos no tienen escala debido a que muestran únicamente los intervalos de las muestras analizadas y las características de las curvas. Asimismo, en los registros se puede ver como las muestras analizadas se encuentran en diferentes intervalos (parte basal o superior de las arenisca “U” y “T”).

VI.2 Petrología de las areniscas “U” y “T”

VI.2.1. Componentes principales

Las muestras estudiadas de las arenisca “U” y “T”, proyectadas en un diagrama triangular de Pettijohn et al. (1972) se clasifican como cuarzoarenitas (Fig. 6.1, Anexo 6.8). La composición media recalculada al 100% de los componentes del esqueleto (Q: Cuarzos; F: Feldespatos; FR:

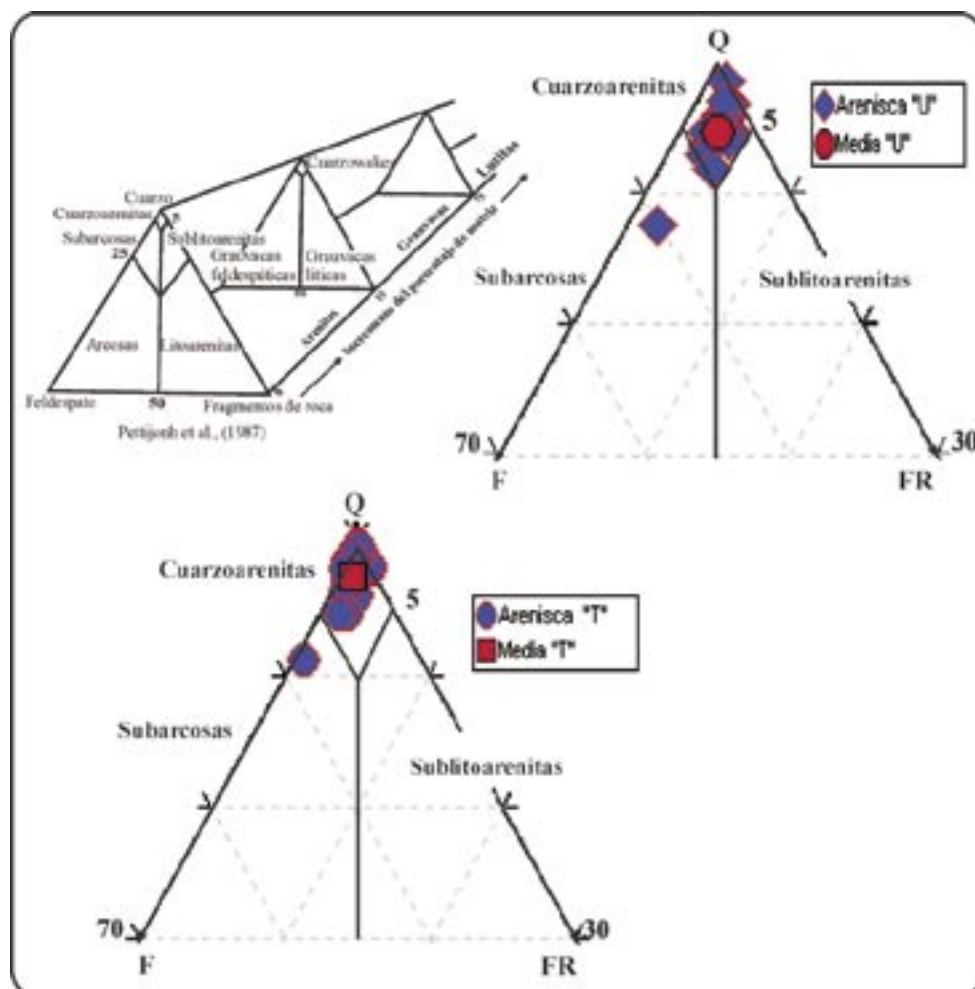


Fig. 6.1. Diagramas ternario Q-F-FR de Pettijhon et al. 1972, donde se muestra la composición promedio de las areniscas "U" y "T", de los testigos de perforación analizados. Q: cuarzo; F: feldespato; FR: fragmentos de roca.

Fragmentos de roca) para la arenisca "U" es: $Q_{94.9} F_{2.6} FR_{2.5}$, y para la arenisca "T" es $Q_{97.6} F_{1.6} FR_{0.8}$ (Tablas 6.1 y 6.2). Estas arenisca texturalmente son de grano fino a grueso, de moderada a bien seleccionadas, con clastos angulosos a subangulosos (Fig. 6.2). El contenido medio de la matriz

arcillosa para "U" es de 1,9% y para "T" de 1,2% (Tablas 6.1 y 6.2).

Indistintamente de la formación, el tamaño de los granos de cuarzo oscila de fino a grueso (0,125 - 1,0 mm). En la figura 6.2 se puede observar como se

U depth (ft)	AA-10 9192.5'	AT-2 9402'	ON-4 9988'	ED-10 7365'	IV-B6 p Av.	JV-1 n=2 %	JV-3 n=4 %	LM-9 9435'	MR-1 8958.2'	PC-2 9374'	SC-126 9431'	TI-1 9026'	TM-1 4787'	YC-2 9549'	Average "U"
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Qmr	31.8	44.30	34.6	35.3	39.6	38.0	38.2	38.6	36.7	32.6	36.0	40.0	40.7	34.3	32.3
Qmo	5.3	6.67	10.0	11.0	8.0	14.0	10.2	9.3	10.0	6.7	7.0	7.5	4.7	12.4	8.8
Qp2-3	11.3	6.67	8.3	5.0	5.0	3.8	7.4	7.0	4.7	6.0	4.4	10.7	3.3	9.7	6.7
Qp >3	3.0	2	2.7	2.0	1.0	1.8	2.6	0.3	0.9	1.7	1.0	1.3	1.0	3.7	1.8
Qfr.met.	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	0.2	0.25	0.3	0.0	0.0	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2
K-F	0.7	1.3	1.0	6.7	2.0	2.0	0.5	0.7	0.0	0.7	2.3	0.3	2.3	1.5	1.5
CO3-KF	1.30	0	1.3	0.2	0.2	0.3	0.1	0.3	0.7	0.7	0.0	0.3	3.7	0.0	1.3
Pig + Alb	0.0	0.3	0.7	0.8	0.3	0.3	0.1	0.3	0.7	0.0	1.4	1.4	0.7	0.8	0.8
Chert				0.3	0.3	0.3	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2
Opacques		0.7	0.3	1.0	0.3	0.2	1.6	0.7	0.0	0.3	4.3	0.0	0.0	0.0	1.4
Muscovite	1.0			0.0	0.3	0.2						0.0	0.0	1.0	0.5
Biotite	0.0			0.0	0.3			0.3							0.3
Heavy minerals	0.2			0.6			0.1		0.3			0.1			0.1
Total	54.7	61.9	58.9	61.9	57.8	61.3	60.9	57.5	53.9	48.6	56.7	59.9	57.4	61.9	55.7
Quartz	15.0	18.10	10.0	11.0	15.0	14.0	16.0	17.0	10.0	12.0	7.0	14.0	12.0	9.0	12.9
Calcite			1.0		0.2		0.3		21.0	2.00			1.0		4.3
Fe-dolomite/ankerite	2.00									10.66	14.70		1.67		11.3
Siderite		0.00			0.0			0.4	0.0	2.4	0.0	0.7	3.0		1.6
Kaolin	3.3	3.70	2.0	2.1	2.8	3.0	5.0	6.7	0.0	0.0	1.3	4.0	0.3	3.0	3.1
Pyrite	0.7		0.7		0.3	0.8			2.3	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9
Chlorite	2.7	0.00	1.0	1.0	0.0	1.0			0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	1.3
Total	23.7	21.8	14.7	14.1	18.3	18.8	21.3	24.1	33.3	27.7	23.0	18.7	18.0	12.7	19.9
Epimatrix	7.0	2.3	6.3	1.7	2.8	0.2	0.4	2.0	0.3	3.3	2.0	4.0	1.3	6.0	5.0
Pseudomatrix	1.0		1.0	0.7		1.0	0.3	0.3			0.3			1.6	0.8
Total	8.0	2.3	7.3	2.4	2.8	1.2	0.7	2.3	0.3	3.3	2.3	4.0	1.3	7.6	5.8
Glauconite	1.0	0.6	0.1	0.3		0.2			5.7	5.7	0.3		0.1	0.1	1.7
P1 porosity	5.7	8.3	11.7	13.3	13.1	10.6	14.3	14.4	4.7	9.0	16.0	13.4	13.3	7.0	11.1
P2 porosity	7.0	5.1	7.3	8.0	7.9	7.9	2.8	1.7	2.0	5.7	1.7	4.0	10.0	10.7	5.8
(P1+P2)	12.7	13.4	19.0	21.3	21.0	18.5	17.2	16.1	6.7	14.7	17.7	17.4	23.3	17.7	16.9
Suma	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Grain size	Fu-mu	fl-m	fu-m	mu-Qrs	fu-m	fu-m	Fu-m	fu-fu	Fu-m	Fu-F	Fl-fl	fl-fl	Fl-fl	fu-m	
Sorting	Mbd.	good	mod	good	good	good	good	good	good	good	good	good	mod.	mod	
IGV	38.00	35.80	32.33	31.33	35.52	34.80	37.16	38.40	39.67	36.80	37.70	33.70	36.33	28.00	35.4
COPL	3.30	6.6	11.33	6.70	6.95	7.90	3.90	2.60	1.60	5.00	3.60	9.50	5.80	15.90	6.5
CEPL	24.50	20.9	15.40	16.40	20.85	16.60	19.70	21.70	33.40	23.60	21.20	16.90	19.10	10.70	20.1
ICOMPACT	0.10	0.2	0.38	0.45	0.25	0.23	0.20	0.10	0.02	0.12	0.07	0.31	0.26	0.63	0.2

Tabla. 6.1. Composición modal de la Arenisca "U" de la Fm Napo. Para la nomenclatura del análisis modal ver Anexo 6.8.

encuentran dispuestos los granos de cuarzo, observándose contactos rectos (Fig. 6.2A) y contactos cóncavos convexos en todas las fotografías. Asimismo, en la figura 6.2B se pueden observar granos de cuarzo finos, medianos, y de redondeados a muy angulosos. También hay otro tipo de cuarzo

de tamaño medio con caras rectas. En las figuras 6.2C y 6.2D se puede ver golfos de corrosión en ciertos granos. La arenisca “T”, con respecto a la arenisca “U”, está ligeramente mejor seleccionada, y tiene el tamaño de los granos algo más grueso.

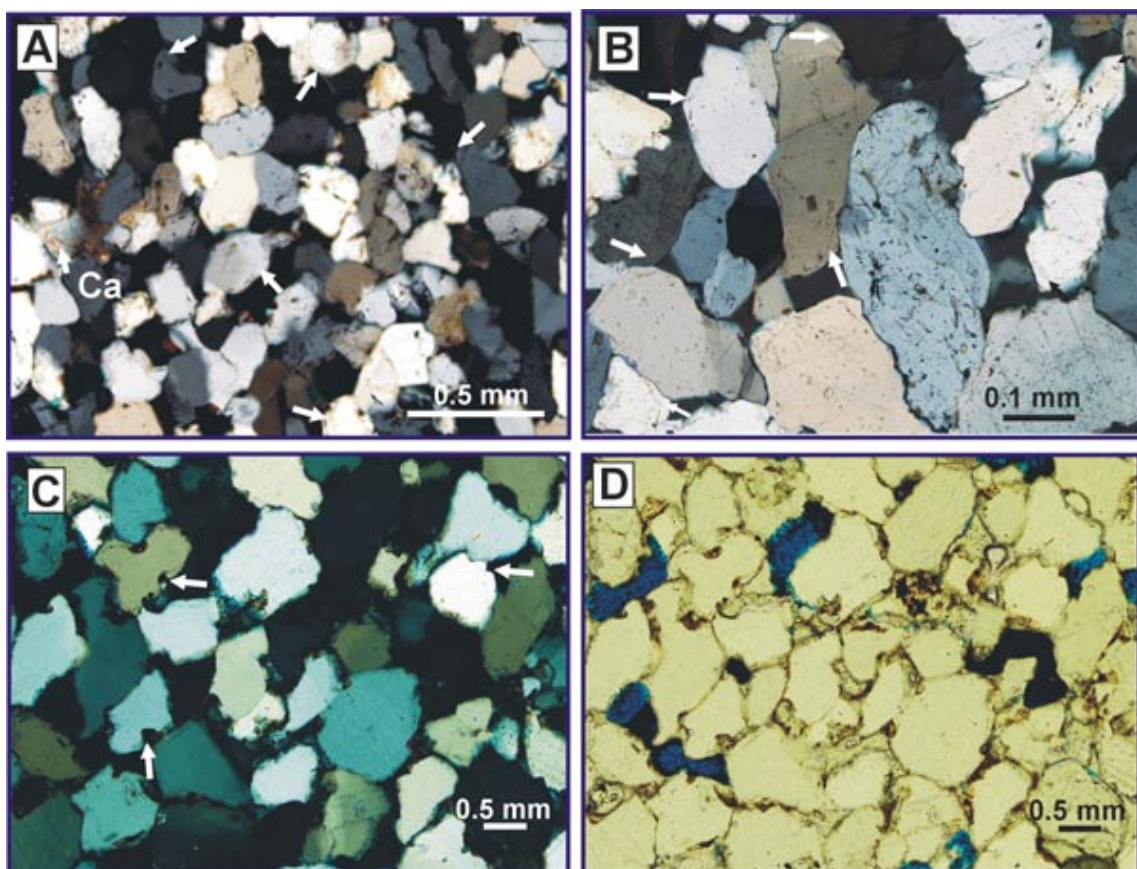


Fig. 6.2. (A, B y C) Fotografías mediante microscopio óptico (nícoles cruzados), mostrando la composición y textura de las areniscas “U” y “T”; cuarzoarenitas donde se observan contactos cóncavo-convexos, presencia de cementos de cuarzo (flechas), parches de calcita (Ca) y ausencia de matriz arcillosa. D) Fotografía (nícoles paralelos) del cemento pelicular de óxidos de hierro alrededor de los granos de cuarzo.

Arenisca "T"	AA-10	AC-16	AZ-1	CR-1	CN-4	CN-4	ED-10	HT-1	IT-B-6	JV-1	JV-3	LM-9	PC-2	SC-98	SC-105	SC-126	SRQ-1	YC-2	YB-1	Average
Prof. (ft)	9412,0	9976,0	9663,0	8863,0	10248"	10248"	Av.	9489,0	Av.	9500,0	9492,0	9699,0	9623,0	9649,0	9737,0	9675,0	Prova.	9791,0	9829"	T
	%	%	%	%	%	%	n° = 4	%	n° = 5	%	%	%	%	%	%	%	n° = 2	%	%	%
Qmr	27,7	32,3	27,2	23,0	31,9	22,0	30,0	29,0	38,1	32,0	26,7	35,0	36,0	33,6	32,4	32,3	34,6	31,4	37,0	30,3
Qmo	10,3	10,0	4,7	10,0	5,0	6,3	6,0	6,0	6,6	11,0	3,0	5,0	3,0	7,4	6,7	4,0	4,3	6,1	8,2	6,5
Qp2-3	10,0	6,3	3,7	5,7	5,7	2,3	5,0	3,3	8,0	7,0	5,3	4,3	6,0	5,3	5,0	8,3	6,7	3,0	2,4	5,4
Qp>3	1,7	1,3	1,3	3,0	0,7	0,7	3,0	2,0	1,6	1,0	3,0	2,0	0,7	1,7	1,7	0,3	1,0	1,4	1,7	1,6
Q fr met	1,0	0,0	0,3	0,3	0,7	0,7	0,3	0,7	0,0	0,0	1,0	0,7	1,0	0,3	0,0	0,3	0,2	0,0	0,0	0,4
K-F	0,0		1,2	1,4	0,0	0,0	3,0	1,7	1,0	0,3	5,0	1,0	1,0				0,0	0,3	1,0	0,9
CO3-KF	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3		0,0	0,0	1,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3
Ps + Alb.	2,0	3,0	4,0	4,9	4,0	4,6	0,1	4,5	0,7	3,0	0,0	1,7	2,0	1,7	0,6	2,6	1,8	1,0	1,0	2,3
Opacos	3,2	3,0	1,0	0,3	1,0	2,0	1,0		1,8	1,0	1,0	1,3	1,3	3,7	0,0	4,0	2,0	1,0	1,0	1,6
Moscovita	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	1,7	1,0		0,0	0,3	1,0	0,0	0,0	1,0	1,0	1,0	1,0	2,0	2,4	0,8
Biotita	0,3		0,3	1,0	0,4	1,3	0,1	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,3		0,0			0,3	0,3
Minerales pesados	0,7	2,0			0,3	0,3	0,1					1,0	0,0	1,4	1,6	0,0	1,0		0,7	0,5
Total	56,6	57,0	46,1	50,0	50,1	41,9	49,7	49,5	57,8	56,7	46,0	53,0	53,6	56,4	48,9	52,9	52,6	46,6	55,8	50,8
Cuarzo	17,3	17,0	16,4	16,0	16,3	17,0	23,0	24,2	17,4	15,7	14,0	23,0	19,0	16,0	19,0	16,3	16,0	12,2	16,1	17,5
Calcita	0,8	0,7	2,0	1,7	4,7	3,3	2,0					2,0	2,0	2,0	1,0		0,5	3,0	2,4	1,5
Dolomita-Fe/ankerita	1,0		5,0	4,0		0,0	1,0			0,7		1,0	3,0			2,0	1,0	1,0	4,1	1,3
Siderita	3,0	1,0	3,0	1,0	2,7	3,3	1,0	1,0		3,7	3,9	1,3	2,0	5,0	2,0		1,0	2,0	1,7	2,0
Caolín	6,7	1,7	1,5	3,3	2,3	6,7	3,3	1,0	3,0	5,0	0,0	1,7	2,3	2,7	4,3	5,7	5,0	8,0	3,4	3,6
Pinita	0,0			0,3	0,3	1,0	0,1		1,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,2	3,0	0,0	0,4
Clorita	1,0	0,0	0,0	2,3	0,7	2,7	0,2	0,3	0,1	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,6	4,1	1,0	0,8
Total cemento	29,8	20,3	27,9	28,7	27,0	34,0	30,7	26,5	21,5	26,0	19,2	29,0	28,3	26,0	26,7	25,1	24,2	33,3	28,8	27,0
Epimatrix	1,0	2,0	3,0	6,3	3,2	5,7	0,2	0,3	1,1	1,3	0,7		1,7	1,3	3,1	4,3	3,7	1,6	0,0	2,5
Pseudomatrix	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,7	0,1	0,7		0,0				1,0	0,6	0,3	0,5	0,0	0,0	0,5
Total matriz	1,0	2,0	4,0	6,3	3,2	6,4	0,3	1,0	1,1	1,3	0,7	0,0	1,7	2,3	3,7	4,6	4,2	1,6	0,0	3,1
Glauconita	0,0	0,7	7,3	0,0	0,0	0,7	0,0	12,0	0,1	0,3	16,7	0,0	0,0	0,3	0,7	0,0	0,3	0,0	3,4	2,4
P1 porosidad	10,0	15,7	11,7	9,0	14,3	9,7	12,4	10,0	16,0	9,0	12,3	16,7	13,7	11,0	15,0	16,7	15,9	16,9	9,9	12,9
P2 porosidad	2,7	4,3	3,0	6,0	5,3	7,3	6,9	1,0	3,5	6,7	5,0	1,3	2,7	4,0	5,0	0,7	2,9	1,7	2,1	3,8
P1 + P2	12,7	20,0	14,7	15,0	19,7	17,0	19,3	11,0	19,5	15,7	17,3	18,0	16,4	15,0	20,0	17,4	18,7	18,6	12,0	16,7
Tamaño del grano	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Selección	Fu-mu	FI - Fu	Fu-Crsl	Fu-crsl	FI - FI	FI - FI	Fu-Crsl	Fu-Mu	Fu-mu	FI - Fu	FI - Fu	FI - MI	FI - Fu	Fu - FI	Fu - FI	FI - Fu	Fu-mu	FI	Fu - FI	
IGV	29,00	36,60	30,30	31,00	36,70	36,70	34,60	36,30	37,50	31,7	32,0	35,3	36,30	31,70	39,00	35,30	32,10	35,70	31,00	34,15
COPL	15,50	5,30	13,90	13,90	5,26	5,30	8,20	5,80	4,60	12,2	11,8	7,2	5,8	12,2	1,60	7,20	11,70	6,7	13,0	8,80
CEPL	13,80	15,80	13,50	13,50	16,10	18,80	16,60	23,20	16,90	14,20	12,90	17,00	18,80	14,00	18,70	16,70	14,20	16,20	16,80	16,19
ICOMPACT	0,50	0,20	0,50	0,40	0,20	0,20	0,30	0,20	0,22	0,40	0,50	0,30	0,20	0,50	0,10	0,30	0,50	0,30	0,40	0,33

Tabla. 6.2. Composición modal de la arenisca "T" de la Fm Napo. Para la nomenclatura del análisis modal ver Anexo 6.8.

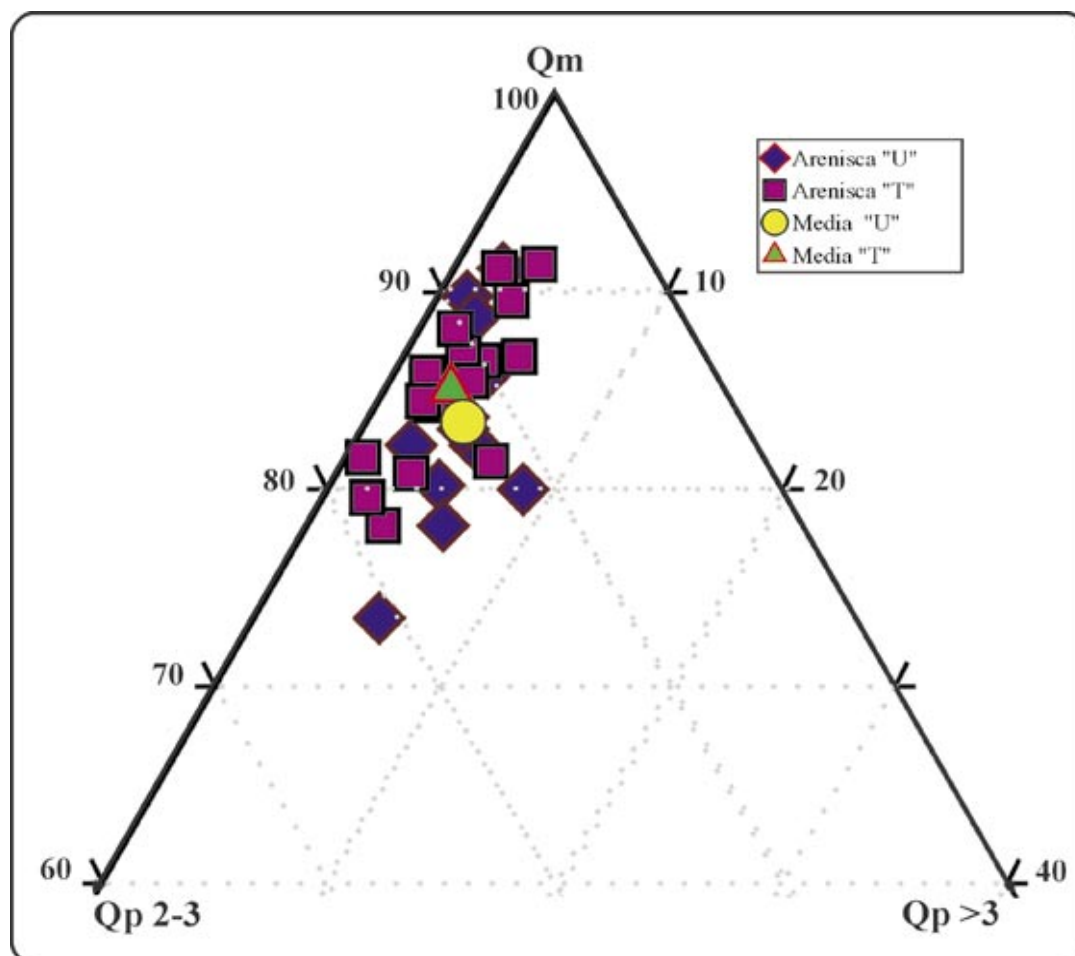


Fig. 6.3. Diagrama triangular, en el que se representan los distintos tipos de cuarzo: Q_m = Cuarzo monocristalino (extinción recta y ondulante); $Q_p 2-3$ = Cuarzo policristalino con dos o tres cristales; $Q_p > 3$ = Cuarzo policristalino con más de tres cristales.

VI.2.2. Tipos de cuarzos

El estudio de los diferentes tipos de cuarzo es un aspecto muy importante en petrología porque su reconocimiento facilitará la localización de áreas fuentes.

Los clastos de cuarzo comprenden

entre el 97% en la arenisca "T" y sobre el 95% en la arenisca "U". Las relaciones entre el cuarzo monocristalino y el policristalino (de dos o tres individuos o más de tres) son muy parecidas en las dos areniscas estudiadas (Fig. 6.3). En la arenisca "T" el cuarzo monocristalino con relación a los cuarzoes policristalinos (Figs. 6.4A y 6.4B) tiene un promedio de Q_m_{85}

Qp^{2-3}_{12} $Qp^{>3}_3$ (Tabla. 6.1). En ocasiones los cuarzos monocristalinos presentan golfos de corrosión (Figs. 6.4C y 6.4D).

En la arenisca “U”, la relación entre los cuarzos monocristalinos y los policristalinos (Fig. 6.4) está constituida

por una media de $Qm_{83.5}$ $Qp^{2-3}_{12.4}$ $Qp^{>3}_{4.1}$ (Tabla 6.2). También en esta arenisca los cuarzos muestran golfos de corrosión (Figs. 6.4C y 6.4D). Muy pocos cuarzos presentan extinción ondulante. En ocasiones inclusiones aciculares de turmalina se pueden observar en algunos granos de

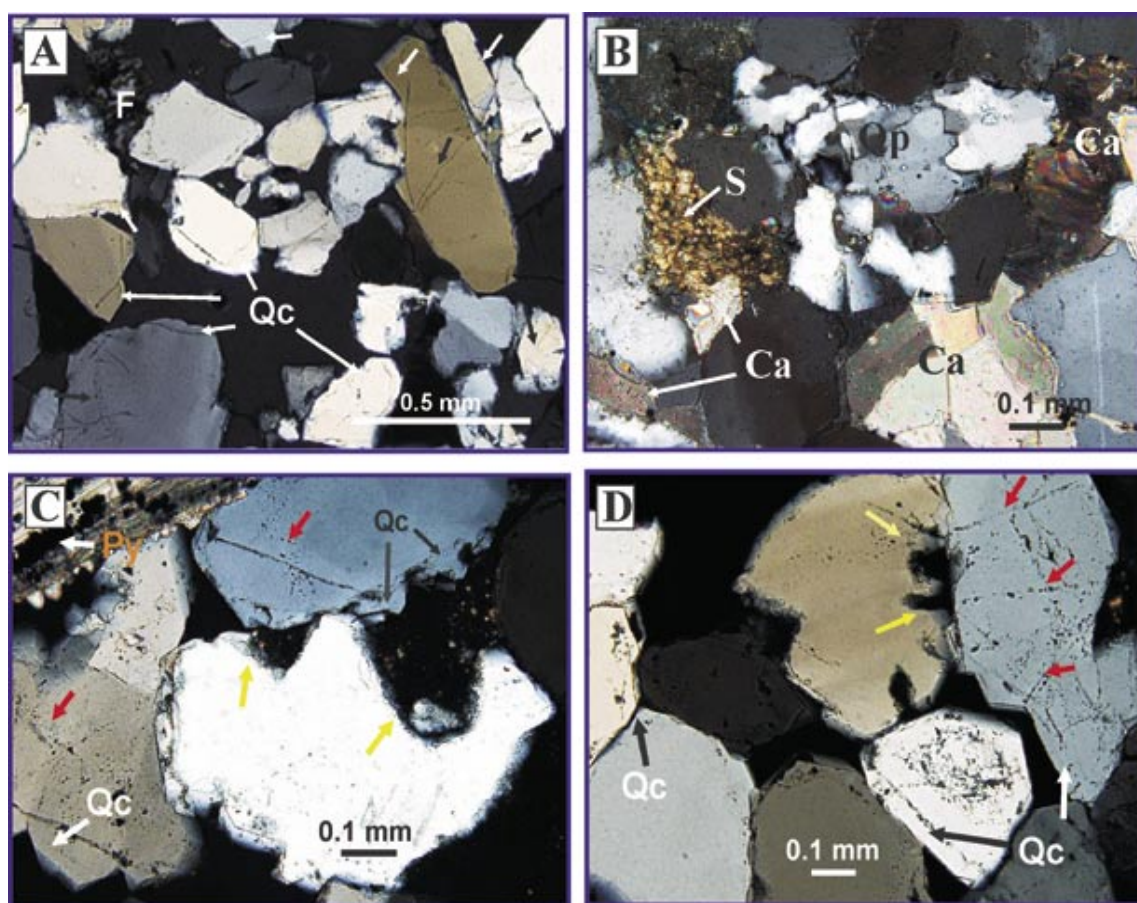


Fig. 6.4. Fotografías mediante microscopio óptico (nícoles cruzados). A) Cuarzos detríticos monocristalinos con sobrecrecimiento de cuarzo (Qc) y feldespato-K albitizado (F); B) Cuarzo policristalino (Qp), cemento de siderita (S) y calcita (Ca); C y D) Cuarzos monocristalinos. Detalle de los golfos de corrosión (flechas marillas), y de las numerosas inclusiones fluidas sobre los granos detríticos (flechas rojas) y sobre el borde de crecimiento (Qc). En C, la fotografía muestra presencia de pirita (Py).

cuarzo. Cuando está presente el cemento carbonático, los granos de cuarzo pueden estar corroídos.

Para clasificar y diferenciar las posibles áreas fuentes de las areniscas “T” y “U” se ha realizado el diagrama

propuesto por Basu et al. (1975). En este diagrama (Fig. 6.5) se observa que en las dos areniscas estudiadas predominan los cuarzoes monocristalinos en relación con los otros tipos de cuarzo. Según se observa en el diagrama, no existe ninguna diferencia entre las dos arenisca estudiadas.

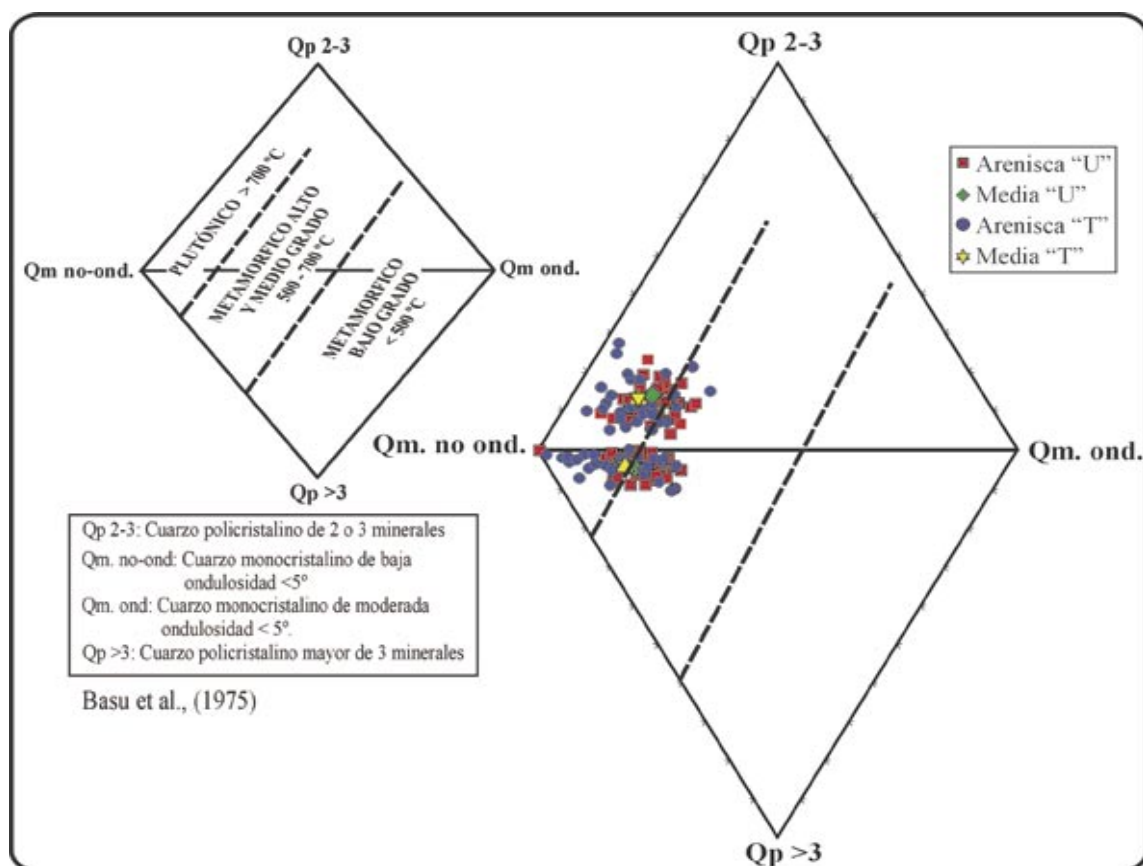


Fig. 6.5. Diagrama propuesto por Basu et al. (1975) donde se consideran los distintos tipos de cuarzoes detríticos, utilizando los análisis modales de las areniscas "U" y "T"; Qp 2-3= Cuarzos policristalinos con dos y tres cristales; Qm. no ond.= Cuarzo monocristalino con extinción < 5°; Qm ond= Cuarzo monocristalino con extinción > 5°; Qp > 3= Cuarzos policristalinos con más de tres unidades cristalinas (incluye los granos de chert).

VI.2.3. Tipos de feldespatos

En las muestras analizadas de los dos reservorios, los feldespatos potásicos son los que predominan con relación a las plagioclasas. En la arenisca “U” su tamaño llega a ser de 0,25-0,5 mm. (Figs. 6.6A, 6.6B), y su porcentaje oscila entre 0 y 7%, para los feldespatos-K, y entre 0 y 2%, para las plagioclasas (Tabla 6.1). En esta arenisca los feldespatos aumentan hacia el Este de la cuenca y disminuye su porcentaje con la profundidad.

En la arenisca “T” este mineral presenta un tamaño $>0,25$ mm. (Figs. 6.6C, 6.6D) y su porcentaje varía entre 0 y 5%, para los feldespatos-K más plagioclasas (Tabla 6.2). Los feldespatos se encuentran en toda la cuenca, presentando mayor porcentaje hacia Suroeste.

Los feldespatos presentan alteraciones diferentes, así tanto los feldespatos-K como las plagioclasas se encuentran albitizados (Figs. 6.6A hasta 6.6D), mostrándose actualmente en fase de disolución. Asimismo, otro proceso que han sufrido estos minerales es el reemplazamiento parcial o total por carbonatos (Figs. 6.6A, 6.6B, 6.6E).

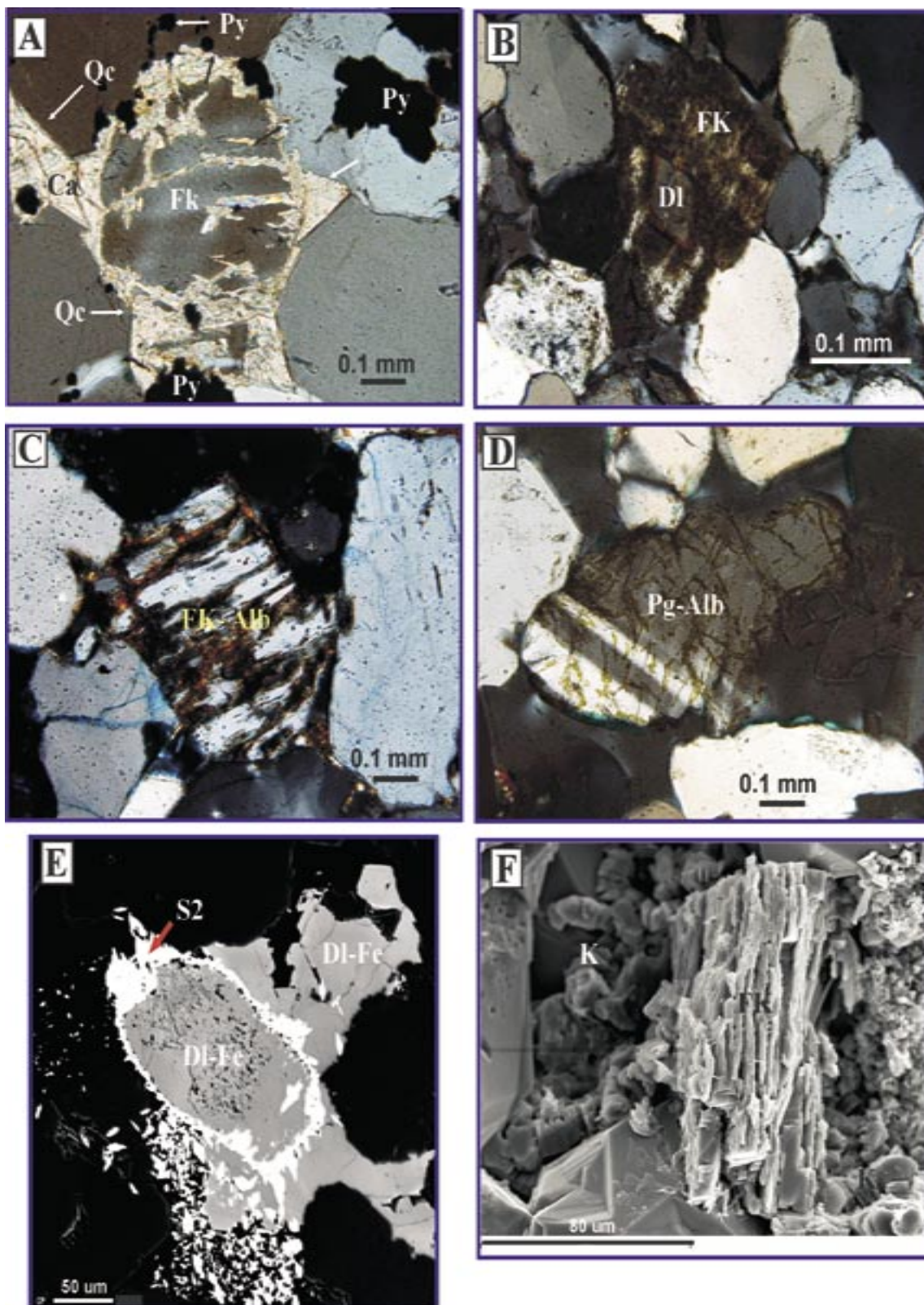
Mediante MEB, otra característica apreciable, es la alteración de los feldespatos a caolinita (Fig. 6.6F). En general se puede indicar que los feldespatos-K y plagioclasas tanto en la arenisca “U” como en la “T” presenta cuatro tipos de alteración:

- a) Feldespatos albitizados
- b) Feldespatos parcialmente reemplazados por carbonatos
- c) Feldespatos alterándose a caolinita-dickita.
- d) Feldespatos en fase de disolución

VI.2.4. Tipos de fragmentos de roca

Los fragmentos de roca son otros de los componentes de gran utilidad e importancia en las rocas sedimentarias. Estos elementos proporcionan también información sobre el área fuente de los sedimentos. Generalmente, cuando el área fuente se encuentra relativamente cerca del área de sedimentación, el porcentaje de los fragmentos líticos suele ser mayor.

Los fragmentos de roca que predominan, tanto en la arenisca “U” como en “T”, son los volcánicos. Su promedio no sobrepasa el 1% del volumen total de roca (Tablas. 6.1, 6.2).



VI.2.5. Otros componentes del esqueleto

Los componentes accesorios extracuencales que se han encontrado en las dos arenisca reservorio son varios, pero todos ellos presentan bajos porcentajes con relación al volumen total de la muestra analizada. Entre estos minerales destacan: la moscovita, los minerales opacos, la turmalina y el zircón, no sobrepasado el conjunto de ellos el 2% del volumen total de las muestras analizadas.

Mediante microscopia óptica, y confirmado por DRX, en todas las muestras de los sondeos de las areniscas “U” y “T” se puede reconocer la presencia de glauconita (Figs. 6.7A hasta 6.7D). En la arenisca “U” la glauconita está presente en los pozos Marañacu-1, Pucuna-2, con porcentajes de hasta un 6% y un tamaño que varía entre

los 80 y 120 μ m. En la arenisca “T” este mineral aparece en los pozos: Amazonas-1, Huito-1, Jivino-3, Yulebra-1, con porcentajes entre 0 y 17%, y un tamaño que oscila de 50 y 120 μ m.

Las características de la glauconita son similares en las dos arenas, presentándose con una coloración verdosa, sin mostrar oxidación. Bajo el microscopio óptico y al MEB se puede observar cómo este intraclasto arcilloso en ocasiones es reemplazado por calcita (Fig. 6.7D). Mediante el análisis por EDAX se revela que la glauconita es ligeramente rica en Fe.

En los pozos arriba mencionados, y a la profundidad que corresponde en cada una de las muestras ricas en glauconitas, las curvas de gamma ray y resistividad (Gr, Rt) en los registros eléctricos, se muestran hacia la derecha de la pista, lo que indican un valor alto para las dos

Fig. 6.6. (A-D) Fotografías mediante microscopio óptico (nícoles cruzados). A) Feldespato-K parcialmente reemplazado por calcita que corroee al cemento de cuarzo; B) Feldespato-K parcialmente albitizado (FK) y en fase de dolomitización (Dl); C) Feldespato-K albitizado. D) Plagioclasa parcialmente albitizada; E) Imagen con electrones retrodispersados de feldespato-K reemplazado por dolomita-Fe (Dl-Fe), con posterior sobrecrecimiento de siderita S2; F) Fotografía al microscopio electrónico de barrido (MEB) de feldespato-K parcialmente disuelto.

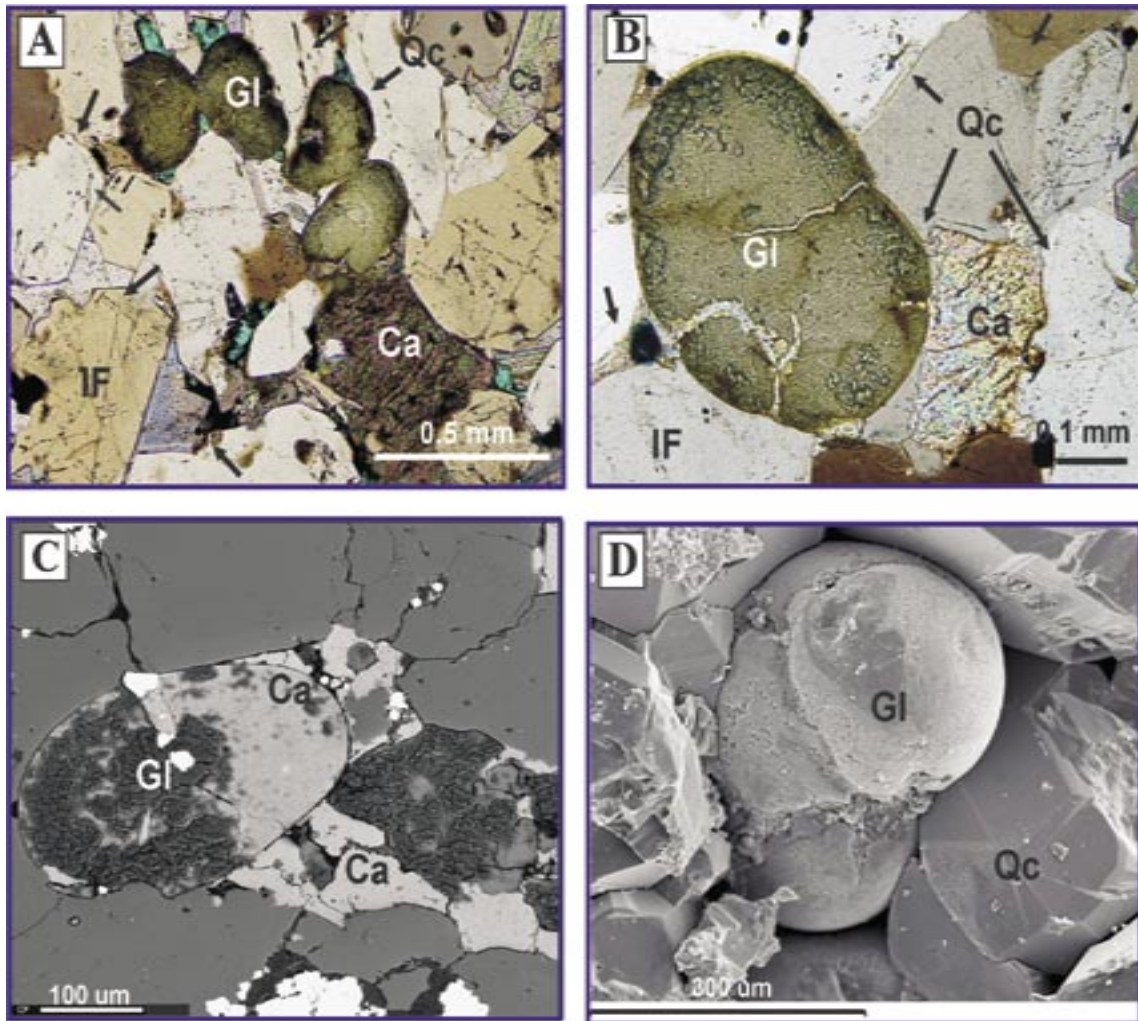


Fig. 6.7. (A y B) Fotografías mediante microscopio óptico (nícoles cruzados) de granos de glauconita rodeados de cuarzos detríticos y cementados por calcita (Ca). C) Imagen mediante electrones retrodispersados, donde se observa que la glauconita está parcialmente reemplazada por calcita (Ca). D) Imagen al MEB de glauconita totalmente rodeada por el cemento de cuarzo.

curvas. El comportamiento de estas curvas (de exión derecha) indican zonas típicas de transgresión. Según Amorosi (1997) la glauconita ocurriría después de una sucesión transgresivas en áreas cercana a la línea de costa.

VI.3. Análisis de la procedencia

El estudio de la procedencia para las areniscas “U” y “T” se llevó a cabo a partir del análisis petrográfico efectuado para cada uno de los sondeos correspondientes a la cuenca Oriente. Se realizó la vez el análisis composicional de las arenisca, siendo el método mayoritariamente utilizado para determinar el área fuente de los sedimentos (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Ingersoll, 1984; Marensi et al., 2002). Al realizar el análisis modal se puede diferenciar entre facies detríticas y diagenéticas (como por ejemplo, la actuación de la compactación mecánica que genera pseudomatrix al deformar granos arcillosos del esqueleto o los reemplazamientos de los feldespatos por minerales de arcillas o carbonáticos).

VI.3.1. Tipos de cuarzo

Basu et al., 1975 fueron los primeros en establecer un método para distinguir áreas fuentes mediante el análisis de los tipos de cuarzo. El criterio establecido para estos autores fue diferenciar entre el cuarzo monocristalino y policristalino con extinción $<5^\circ$ y $\geq 5^\circ$. Este método es válido para diferenciar arenas derivadas de rocas metamórficas de bajo y medio grado, de las arenas derivadas de rocas plutónicas. Sin embargo, Tortosa et al. (1991) revisan el uso de los tipos de cuarzo en el estudio de la procedencia y observan que la distinción entre rocas fuentes plutónicas y de alto grado de metamorfismo, usando el método de Basu et al. (1975), requiere cierta precaución. Esto se debe a que los datos usados para obtener el diagrama de Basu, donde se definen varios campos, correspondían sólo a arenas del Holoceno, de primer ciclo. Es decir de arroyos de primer orden, en áreas geográficamente locales (EE.UU.). Según Tortosa et al. (1991) las diferencias en el contenido en cuarzos ondulantes están relacionadas con diversos factores, como la

historia de deformación, las condiciones de cristalización del magma (Arzi, 1978) y el emplazamiento del plutón, levantamiento y descompresión. Así, las arenas de fuentes gneísicas se proyectan en el diagrama de forma variable, dependiendo más del rango metamórfico que de la litología. Las arenisca de fuentes graníticas se representan en los tres campos del diagrama, debido a los diferentes contenidos en cuarzos ondulantes, pero siempre se proyectan en el parte central del diagrama, con poca cantidad de cuarzo policristalino.

Teniendo en cuenta estas consideraciones previas, para conocer la procedencia de los diferentes granos de cuarzo para las dos areniscas (“U” y “T”) se ha realizado el diagrama propuesto por Tortosa et al. (1991).

En este diagrama la mayoría de los cuarzos, se proyectan en el área de los granitos y, subordinadamente, otros en el área de los gneises de alto y medio grado (Fig. 6.8). El diagrama indica una gran similitud en la proporción de cuarzos monocristalino con los policristalinos en las dos areniscas (“U” y “T”). Por otro lado, no existe diferencia entre las dos arenisca con respecto a la distribución del cuarzo.

VI.3.2. Restauración de la composición original del sedimento

Cuando se interpreta la procedencia de las areniscas, uno de los problemas es el efecto provocado por los procesos de meteorización y diagénesis sobre la composición original del sedimento. Los cambios post-deposicionales deben ser considerados para obtener mejores resultados en el análisis de la procedencia (McBride, 1985). Existe suficiente literatura que da importante relevancia a la diagénesis como modificador de la asociación de los granos detríticos (Morton, 1984; Milliken, 1998; Humphrie et al., 1991; Valloni et al., 1991).

Los componentes que prestan mucha información sobre la procedencia (feldespatos, fragmentos de roca) son también aquellos que tienen mayor tendencia a degradarse (Milliken, 1998; Cox y Lowe, 1996). Aunque el porcentaje de estos dos elementos son muy bajos en las dos areniscas (<3%) (Tablas 6.1 y 6.2), describiremos el efecto de los procesos que afectan a los feldespatos y a continuación los que afectan a los fragmentos de roca.

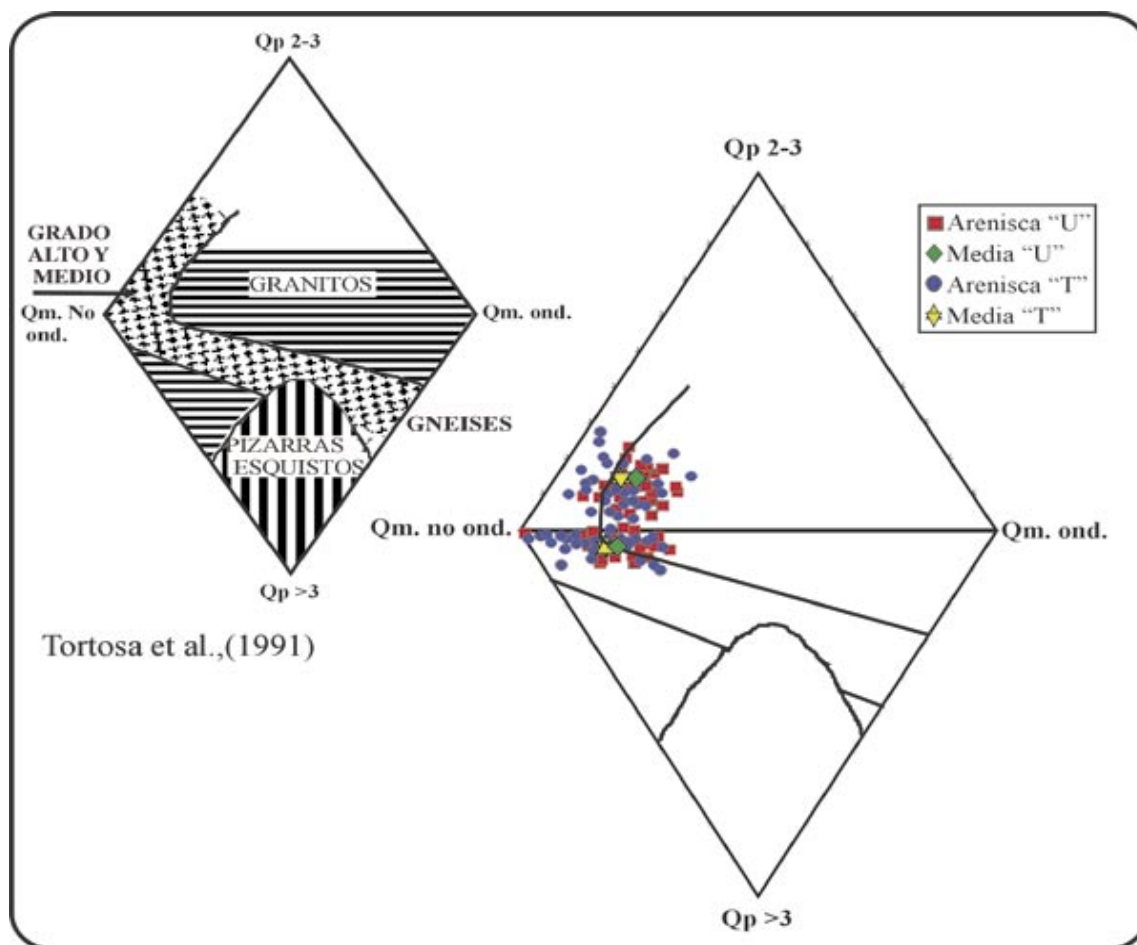


Fig. 6.8. Diagrama de Basu et al. (1975), para el análisis de la procedencia de los diferentes tipos de cuarzocuarzo, modificado por Tortosa et al. (1991). Qp2-3= Cuarzo policristalino de dos o tres cristales; Qm no ond= Cuarzo monocristalino con extinción $<5^\circ$; Qp>3= Cuarzo policristalino con más de tres cristales (incluido el chert); Qm. ond.= Cuarzo monocristalino con extinción ondulante.

VI.3.2.1. Feldespatos

Los feldespatos pueden presentar diferentes composiciones químicas, típicas de una variedad de tipos de rocas. Se puede decir que las plagioclasas sódicas pueden

encontrarse en rocas volcánicas y plutónicas de intermedias a ácidas, en metasedimentos pelíticos y en anfibolitas. Los feldespatos-k están asociados a rocas plutónicas ácidas y pegmatitas, y a gneises de intermedios a ácidos (Deer et al., 1992). Además, hay que considerar que para reconstruir

las posibles áreas fuentes a partir de este mineral, la diagénesis de enterramiento no sólo puede cambiar la composición de los feldespatos, sino que también puede afectar a su abundancia, llegando a disolverlos completamente (Wilson y Tillman, 1974; Helmod, 1985; McBride, 1985; Saigal et al., 1988; Aagaard et al., 1990; Morad et al., 1990; Wilkinson y Haszeldine, 1996; Preston et al., 2002). En otros casos pueden albitizarse (Milliken, 1998).

Por todo ello hay que valorar los diferentes procesos diagenéticos que han afectado a los feldespatos y que pueden influir en la interpretación de la procedencia.

En las areniscas “U” y “T”, Los principales procesos a la que estos minerales han estado sometidos son: 1) el reemplazamiento por minerales de la arcilla (generando epimatrices); 2) el reemplazamiento por carbonatos (Figs. 6.6C y 6.6E); 3) disolución parcial o total (Figs. 6.6D y 6.6F); y 4) la albitización (Figs. 6.6A y 6.6B). Los tres primeros tienen una influencia directa en las arenisca sobre la abundancia de los feldespatos, y el último afectaría, principalmente, a la composición química, sin afectar a la madurez mineralógica la arenisca.

VI.3.2.2. Fragmentos de roca

Gran parte de la información para la interpretación de la procedencia de las areniscas está en los fragmentos de roca, los cuales reproducen parcialmente la fábrica y paragénesis de las rocas de las que proceden (Garzanti y Vezzoli, 2003). Durante la etapa de enterramiento de los sedimentos los fragmentos líticos son mecánica y químicamente inestable, por lo que es muy común que tiendan a recrystalizarse o a ser reemplazados (Dickinson, 1970; Galloway, 1974; Walker, 1974). Es así como el material intersticial producido por la deformación mecánica de granos lábiles se le define como pseudomatrix (Dickinson, 1970). Ésta representa parte de la población de los granos detríticos y contiene parte de la información “primaria” sobre la procedencia. Cuando la diagénesis avanza, la recrystalización y redistribución de los fragmentos líticos puede oscurecer su origen detrítico y llegar, en ocasiones a ser difícil de reconocer por medios óptico. Según Cox y Lowe (1996), cuando la proporción de pseudomatrix en las arenisca es mayor del 10%, el análisis petrográfico puede llevar a interpretaciones incorrectas de la procedencia, debido a que se sobre-

valora el contenido de los granos detríticos lábiles. Las muestras con más de 10% de seudomatriz deben ser excluidas de los análisis de procedencia, si sólo se utiliza el análisis petrográfico.

Los fragmentos de roca en la areniscas “U” y “T” son de naturaleza volcánica y, en raras ocasiones, sedimentaria. El porcentaje de estos componentes no sobrepasa el 2% (Tablas 6.1 y 6.2).

VI.3.2.3. Diagrama de clasificación Q-F-FR restaurado

Si se consideran los procesos diagenéticos que afectan a los feldespatos y fragmentos de roca, se puede llegar a obtener la composición restaurada de las areniscas “U” y “T”, que correspondería a la composición original más cercana. Para esto, en el diagrama Q-F-FR, donde se representa el contenido en cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca, se ha sumado al vértice de los feldespatos la cantidad media en epimatrices, los reemplazamientos de feldespatos por carbonatos, los que están parcialmente disueltos y el valor de la porosidad intraconstituyente de estos feldespatos. Por

otro lado, las seudomatrices se han añadido al vértice de los fragmentos de roca. El proceso de la albitización no afectaría a los procesos de restauración, debido a que toda la familia de los feldespatos queda agrupada en el mismo vértice del diagrama triangular.

En la arenisca “U” los feldespatos han sufrido reemplazamientos y disolución. Los fragmentos de roca tiene un promedio de 2.3%, y la seudomatriz no sobrepasa el 1%. La composición media restaurada para esta arenisca es $Qt(r)_{92.5} F(r)_{6.5} FR(r)_1$.

La restauración de la arenisca “T” tiene una contenido original en feldespatos un poco mayor, debido a que actualmente se encuentran parcialmente disueltos, albitizados, reemplazados por carbonatos (av. 1.5%) o por minerales arcillosos, principalmente clorita y caolín (<1.5%). Los fragmentos de roca deformados, transformándose en seudomatriz no sobrepasa el 1%. Considerando estos valores la composición media restaurada sería $Qt(r)_{88.2} F(r)_{10.6} FR(r)_{1.2}$.

En el diagrama Qt-F-FR restaurado (Figs. 6.9A y 6.9B) se observa que la composición original para las dos areniscas “U” y “T” correspondería a subarcosas, presentando un ligero incremento en el

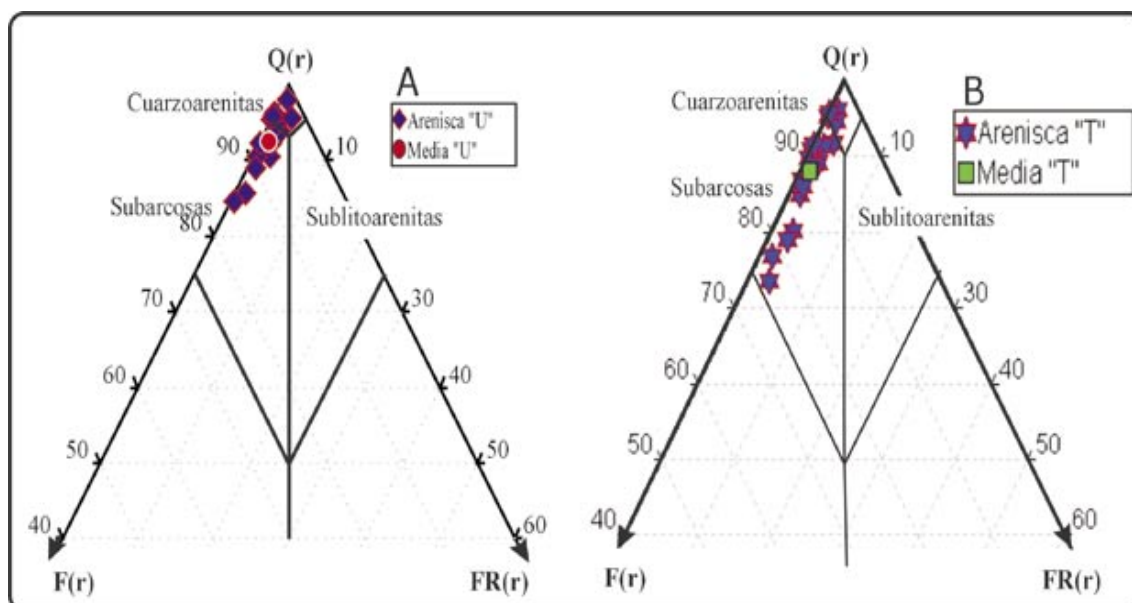


Fig. 6.9. Diagramas triangulares Q-F-FR (restaurado) A y B). Los diagramas muestran la composición original de las areniscas. Para calcular la composición original, al vértice de los feldespatos (feldespato-K+Plg) se le ha añadido el contenido medio de las epimatrices, los feldespatos reemplazados por carbonatos, y los feldespatos que han sido disueltos parcialmente. Al vértice de FR (fragmento de roca) se le ha añadido el contenido medio en pseudomatrices.

contenido de feldespatos; lo que indicaría que las areniscas han sufrido modificaciones por procesos post-deposicionales.

VI.3.2.4. Diagrama ternario Qt-F-L

Para realizar el análisis de la procedencia de las areniscas "U" y "T", considerando el ambiente geotectónico donde se depositaron, se utilizaron los datos obtenidos de los análisis modales de la

composición del esqueleto, proyectándolos en los diagramas triangulares Qt-F-L propuestos por Dickinson et al. (1983) y Dickinson (1985): Qt = cuarzo total, incluido el chert; F = suma de feldespatos-K más plagioclasa; L = fragmentos de roca. En estos diagramas (Fig. 6-10), además de mostrarse las variaciones de la composición de las areniscas en relación al ambiente tectónico, se refleja su grado de madurez en función cuarzo total (Qt).

En la Figura 6-10 las areniscas “U” y “T” se proyectan en el área de bloques continentales, con un fuerte predominio en el sector del cratón interior. La proyección en este sector del diagrama triangular indica que las areniscas están relacionadas con el mismo ambiente tectónico (Tabla 6.6),

presentando cierto grado de madurez.

Las areniscas típicas de esta área, de acuerdo con Stephen (2000), están asociadas a zonas topográficamente altas, localizadas a grandes distancias de donde han sido depositadas (ambiente tectónico

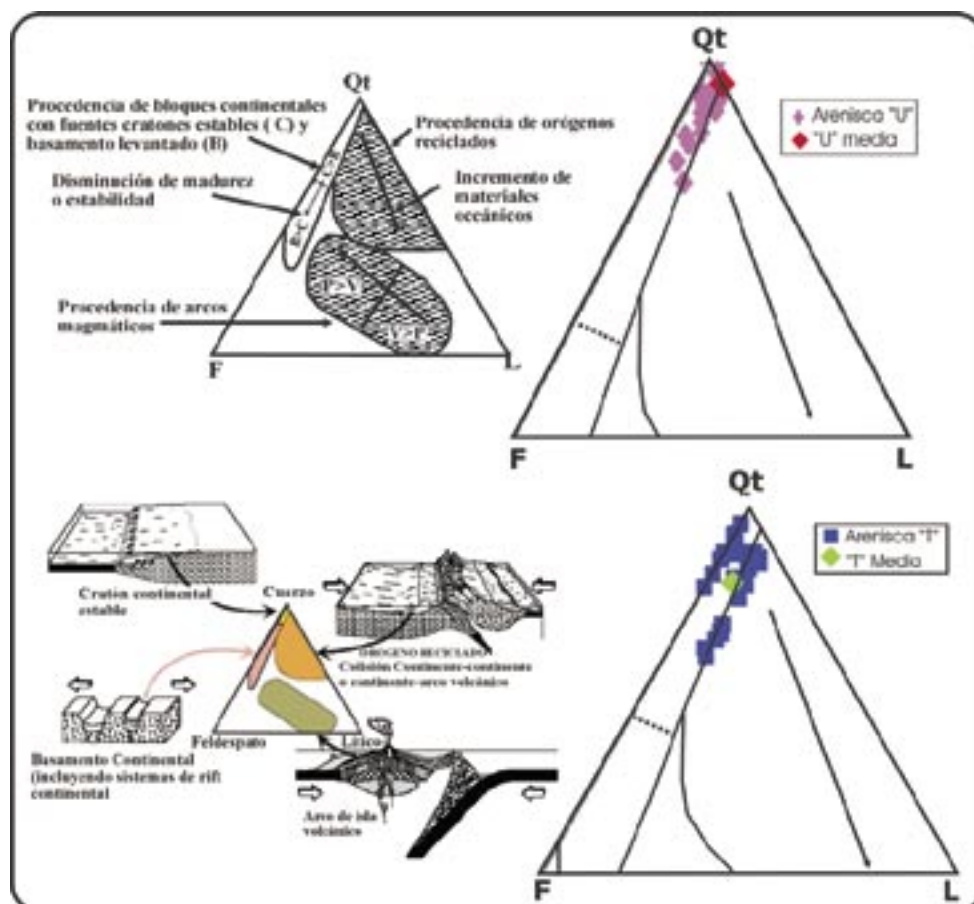


Fig. 6.10. Diagramas triangulares Qt-F-L para las areniscas “U” y “T”. Los diagramas muestran el contenido modal de las areniscas procedentes de los diferentes ambientes tectónicos según Dickinson (1988). Qt=Cuarzo total, incluido el chert; F= Fpto-K más plagioclasas; L= Fragmentos líticos inestables totales ($L=L_v+L_s$); L_v = Fragmentos líticos volcánicos; L_s = Fragmentos líticos sedimentarios.

de plataforma estable), y además presentan una alta relación en su contenido en cuarzo (>60%).

VI.3.2.5. Diagrama ternario Qm-F-Lt (restaurado)

Para determinar con más exactitud al área fuente de los sedimentos de las areniscas “U” y “T”, se realizó el diagrama ternario restaurado Qm-F-Lt: Qm (cuarzo monocristalino), F (suma de feldespato-K y plagioclasa), Lt (fragmento de roca y cuarzo policristalino, incluyendo chert), que permite discriminar los diferentes ambientes geotectónicos, enfatizando sobre las posibles áreas fuentes de la roca (Dickinson, 1985; Sánchez y Centeno, 2004).

Las areniscas “U” y “T” se caracterizan por presentar: (1) mayor presencia de granos monocristalinos con relación a policristalinos; (2) poco porcentaje de feldespatos en la arenisca “U”, con relación a la arenisca “T”; (3) bajo contenido en matriz arcillosa.

En la Figura 6-11a se observa que las muestras se proyectan en el área

de los orógenos reciclados. La proyección en esta zona del diagrama sugiere un amplio y variado ambiente tectónico, así como la naturaleza del área fuente de los sedimentos, que pueden re ejar zonas cratónicas, arcósicas o volcanoclásticas.

De acuerdo con los análisis modales, y el estudio de los rasgos paleogeográficos de las areniscas “U” y “T” (White et al., 1995) (Figs. 6.12 y 6.13), este diagrama no re eja el área fuente real de los sedimentos. Esta incongruencia se resuelve al utilizar el criterio básico de Dickinson y Suczek (1979), que consideran a los cuarzos policristalinos con cristales mayores de 0.0625 mm, como simples cristales monocristalinos, debido a que durante la dispersión de los sedimentos éstos pueden llegar a desintegrarse. Con esta base, se realizó el nuevo diagrama triangular QmFLt, agregando al vértice de los Qm aquellos Qp con cristales superiores a 0.062 mm. Como se observa en la Figura 6-11b las muestras de las dos areniscas “U” y “T”, se han desplazado hacia el área de los bloques continentales, re ejiendo de esta manera la procedencia más acorde con las interpretaciones realizadas por los autores anteriormente citados que indican procedencia del escudo Guyana (gneis y granitos).

Fig. 6.11a. Diagramas triangulares Qm-F-Lt, donde se han proyectado la composición de las areniscas estudiadas "U" y "T", según Dickinson (1985): Qm= cuarzo monocristalino (extinción recta y ondulante); F= suma de Fpto-k+plagoclasas+epimatrices+ftos-reemplazados+ftos disueltos; Lt= fragmentos de roca + cuarzo policristalino +chert+seudomatrices.

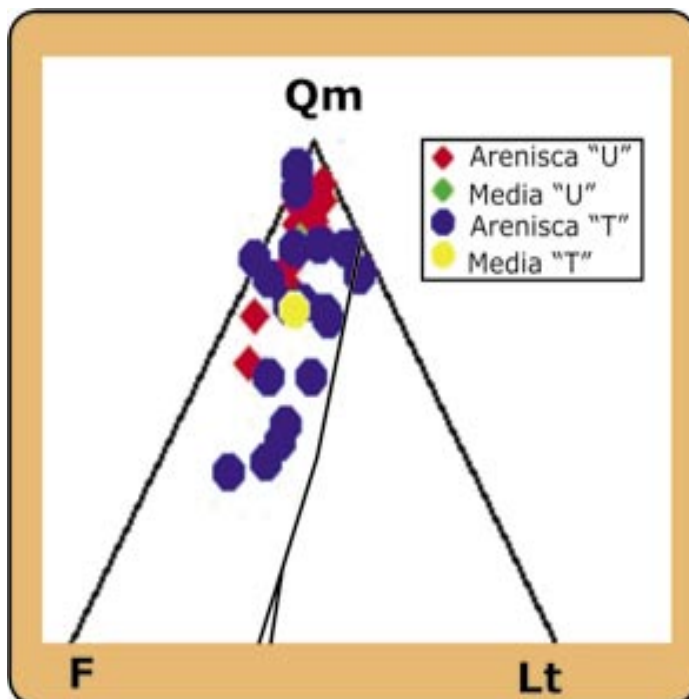
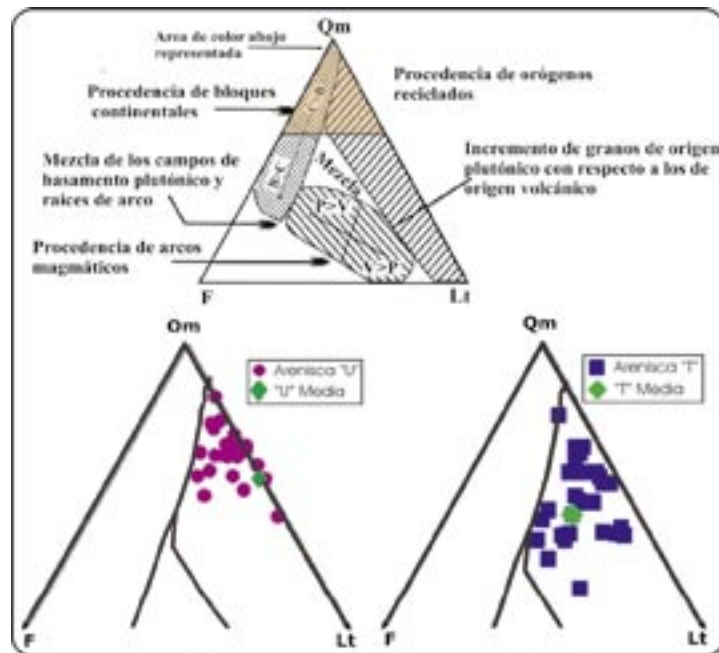


Fig. 6.11b. Diagramas triangulares Qm-F-Lt, donde se han proyectado la composición de las areniscas estudiadas "U" y "T", según Dickinson y Suczek (1979): Qm= cuarzo monocristalino (extinción recta y ondulante) + cuarzo policristalino $> 0,0625$ mm; F= suma de Fpto-k+plagoclasas+epimatrices+ftos-reemplazados+ftos disueltos; Lt= fragmentos de roca+chert+seudomatrices.

VI.3.3. Rasgos paleogeográficos e interpretación de la procedencia de las areniscas "U" y "T" en la Cuenca Oriente

Desde el Aptiense hasta el Cenomaniense (Cretácico Medio), la parte Norte de los Andes estuvo marcada por una inundación marina, donde la mayoría de los macizos intracuencales fueron lentamente subducidos durante el Neocomiense, y rodeados por el mar y finalmente inundados en el Albiense (Fig. 6.12). Este

episodio es bien conocido en Trinidad (Toco, Sans Souci) (Kugler, 1956), en la parte Norte y Occidental en Venezuela (lower Temblador, Upper Sucre, Cogollo) (Liddle, 1946; Hedberg, 1950; Kehrer, 1956; Young, 1956), y en la parte oriental de Colombia (Upper Villeta) (Burgl y Dumit Tobon, 1954; Burgl, 1957; Hubach, 1957). La inundación marina fue muy marcada desde Venezuela hasta la cuenca de Perú (Tschopp, 1953; Harrington, 1962), siendo depositados los sedimentos de la Fm Napo Inferior (Hollín superior, Napo Shale). Después de este periodo se produce

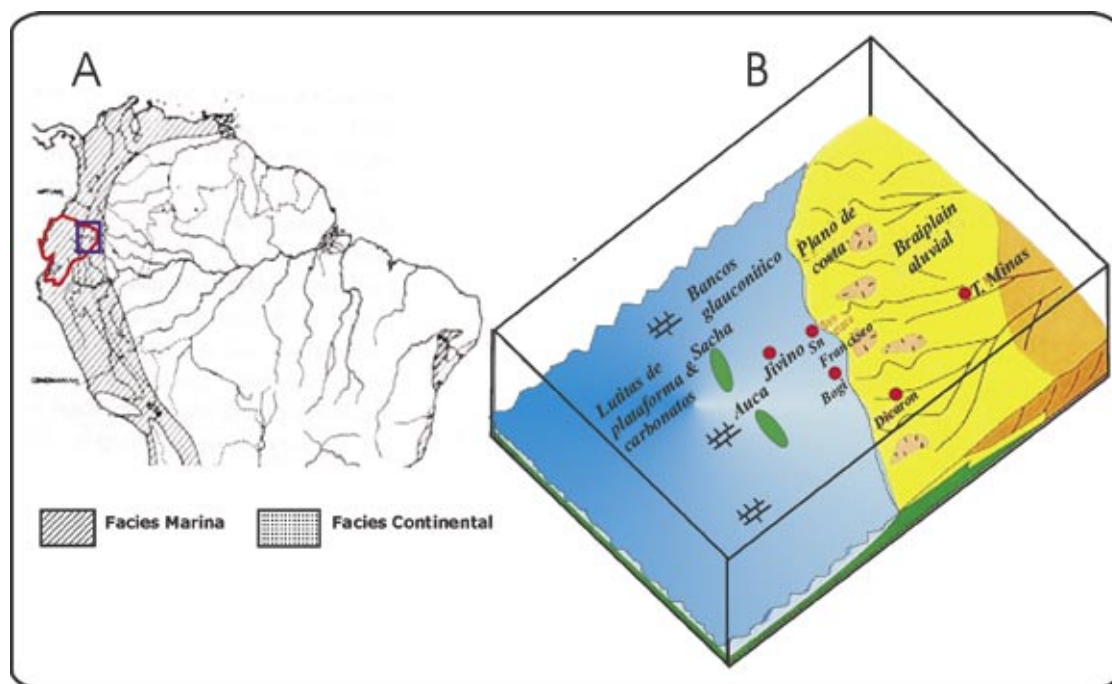


Fig. 6.12. Rasgos paleogeográficos del Cretácico (Aptiense-Cenomaniense).

A) Contexto general del Ecuador durante el Cretácico, según Harrington (1962).
B) Paleogeografía de la arenisca "T" en la misma época, Según White et al. (1995).

una regresión, depositándose la arenisca “T” (Fig. 5.3).

Al final del Cenomaniense se registró en el Ecuador y Perú una regresión parcial, tras la cual, una nueva transgresión en el Turoniense, depositó la arenisca “U” (Fig. 6.13), moviéndose la línea de costa hacia el Oeste (White et al., 1995, p. 583).

Durante el Turoniense y el Coniaciense continuó la sedimentación marina en condiciones euxínicas en

Venezuela y Colombia. Mientras, se desarrollaba una intensa actividad volcánica en las Cordilleras Central y Occidental de Colombia, y en el Sur del Ecuador y Noroeste del Perú (Fischer, 1956).

Durante el Coniaciense Medio y el Santoniense Inferior, los movimientos tectónicos afectaron la parte occidental del cinturón continental, provocando el inicio del levantamiento de la Cordillera de Argentina y Chile, la Cordillera Occidental y central del Perú, la Cordillera Real

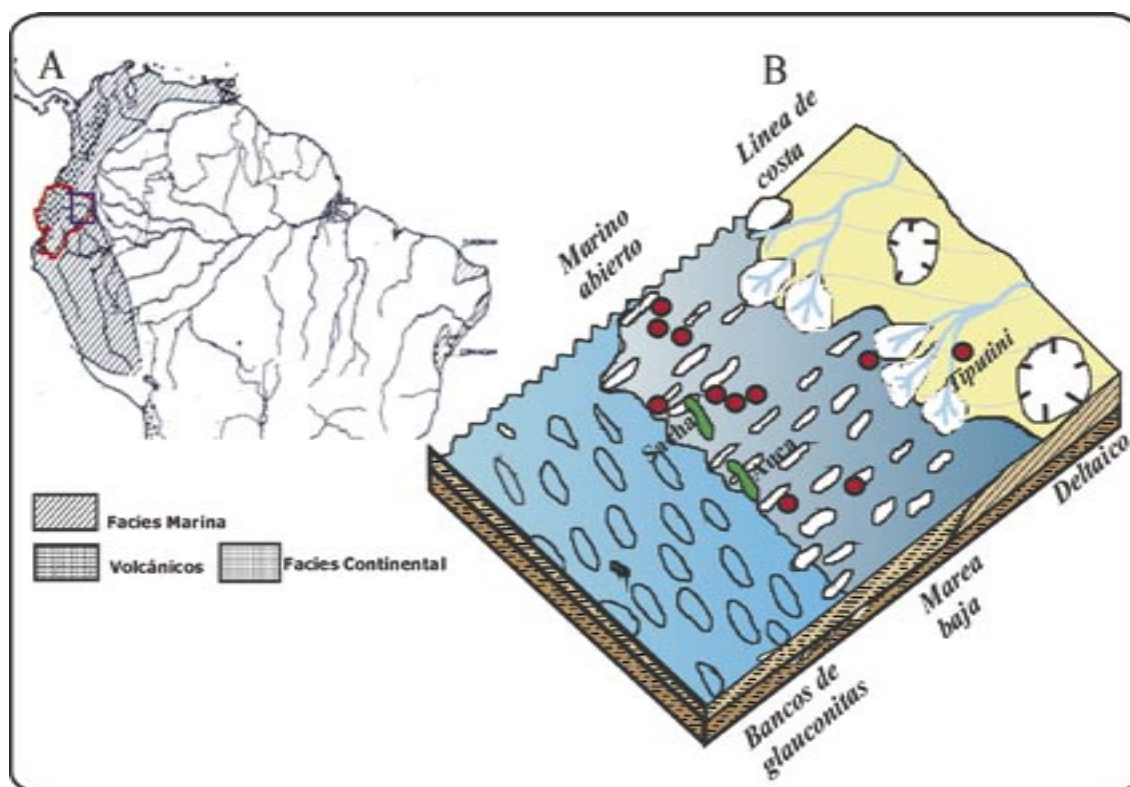


Fig. 6.13. Mapa paleogeográfico del Cretácico Superior (Turoniense-Coniaciense). A) Contexto general del Ecuador durante el Cretácico Superior; según Harrington (1962). B) Paleogeografía de la arenisca “U”, según White et al. (1995).

del Ecuador y la Cordillera Central del Colombia. Estos movimientos se conocieron como “Peruvian” o “Subhercánicos” y constituyen la fase inicial del diastrofismo de los Andes, que es el responsable de la configuración final del continente durante el Terciario.

Con todos los antecedentes mencionados, la reconstrucción paleogeográfica para las Fms Hollín y Napo (areniscas “U” y “T”) indica que durante la sedimentación de estas formaciones la costa en el continente Suramericano era de tipo Atlántico, en donde la placa continental subyacente de la plataforma estaba unida y se movía con la placa oceánica adyacente (Feininger, 1975).

El retroceso del mar produjo que las formaciones quedaran emergidas, a la vez que eran erosionadas. Por lo cual las areniscas “U” y “T” se depositaron en una extensa plataforma marina-continental poco profunda. (Fig. 6.14) (Feininger, 1975). Durante la sedimentación de dichas areniscas, la Cuenca Oriente estaba limitada al Este por el escudo Guyanés y al Oeste por los pre-Andes. Asimismo, el sistema de aporte desde el Escudo hacia el Oeste de la cuenca, a través de los cursos aluviales y, cursos uviales tipo braided, suministraban a la cuenca sedimentos. Por otro lado, las formaciones antiguas del

Jurásico (Fms Santiago y Chapiza) que se encontraban emergidas y estaban sufriendo procesos erosivos, constituían otra fuente de aporte de sedimentos para la cuenca.

En este trabajo hemos encontrado que las areniscas estudiadas presentan un predominio de cuarzos monocristalinos con relación a los cuarzos policristalinos. El contenido de feldespatos aumenta, en el Este y centro de la cuenca en la arenisca “U”, pero en la arenisca “T”, su porcentaje es mayor al Sur de la cuenca. Aunque el porcentaje de los minerales accesorios no es elevado, los más representativos son las micas, las turmalinas y los circones. Los circones estudiados de la Fm Napo por Ruiz (2002) tienen una edad >250 Ma, y las características que presentan (son oscuros, tienen una compleja zonación cristalográfica, y bordes redondeados) sugieren una extensa y compleja historia de su procedencia desde el escudo Guyana.

Por su proyección en el diagrama de Tortosa et al.(1991), nuestras areniscas procederían de áreas graníticas, gnéisicas y metamórficas de bajo grado. Estas características composicionales corroboran el hecho de que las áreas fuentes de las areniscas de la Fm Napo fueron: el escudo Guyana (granitos, gneises) y las Fms del Jurásico con rocas metamórficas de bajo grado.

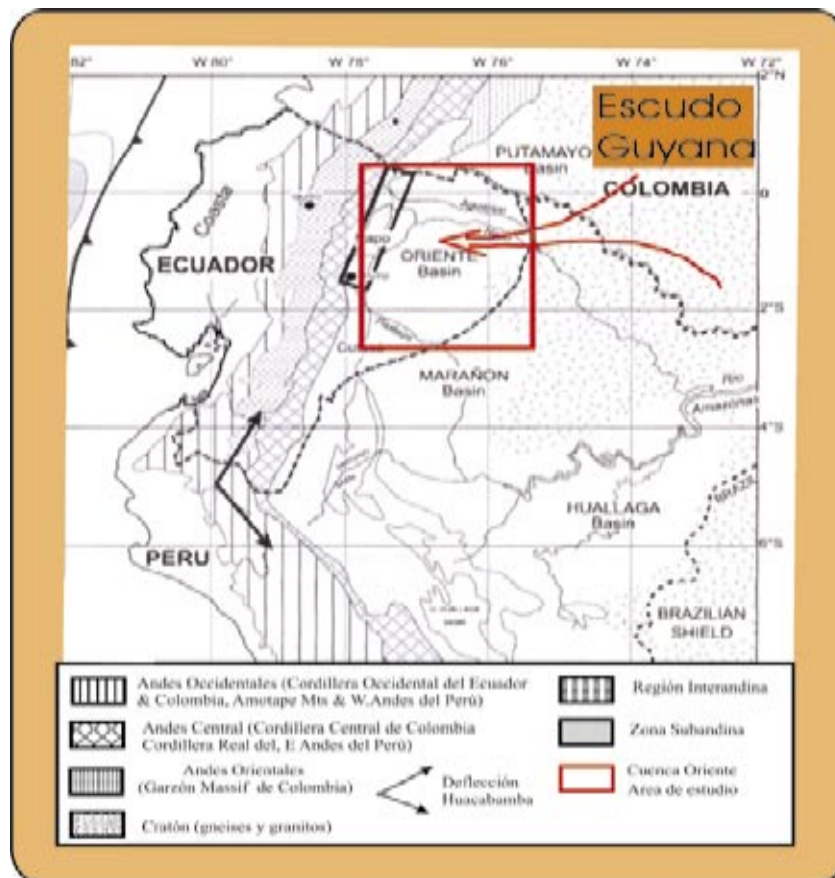


Fig. 6.14. Localización del Escudo Guyana, al Este de la Cuenca Oriente. La flecha indica las direcciones de los aportes. Sistemas de abanicos aluviales, ríos y deltas, según Ruiz G. (2002).

VI.4. DIAGÉNESIS

VI.4.1. Matriz diagenética y cementos arcillosos

La matriz diagenética se define como la fracción fina aleurítico-arcillosa ($<30 \mu\text{m}$), rica en filosilicatos, generada durante la diagénesis, o precipitada después del depósito del material detrítico original. Este término incluye a la pseudomatrix que se origina por la deformación mecánica de granos detríticos del esqueleto después

del depósito, pudiendo llegar a invadir el espacio de los poros (Dickinson, 1970). Asimismo, la epimatrix se origina como resultado de la alteración de los feldespatos a minerales de arcillas. Los cementos de filosilicatos se diferencian de la pseudomatrix y epimatrix en que éstos han precipitado en los poros a partir de los fluidos percolantes (Dickinson, 1970; Cox y Lowe, 1996).

Las areniscas de la Fm Napo tienen un porcentaje moderado de matriz diagenética, compuesta por epimatrices,

seudomatrices y cementos de filosilicatos. El promedio de epimatrices en la arenisca “U” es de 1,3%, mientras que en la arenisca “T” alcanza un 2,5%. Asimismo, el promedio de las pseudomatrices para las dos Formaciones no sobrepasa el 1%.

Mediante microscopía óptica, se ha observado el mismo comportamiento para las dos areniscas. Debido a la alteración de los feldespatos, se encuentran epimatrices de caolín, aunque éstos minerales no llegan a alterarse completamente, quedando restos de su esqueleto.

Otro mineral presente como cemento es la clorita. Se observa sólo mediante MEB, y se encuentra en forma de “coating” alrededor de los granos detríticos de cuarzos con morfología en “honeycomb”, y precediendo al cemento de cuarzo (Fig. 6.15A). Este mineral en algunas muestras analizadas está transformándose en illita “finísimos filamentos rizados” (Fig. 6.15B). En el análisis mediante EDAX realizado a la clorita se ha detectado un porcentaje elevado de Si, Al, Mg, y Fe (Fig. 6.15C).

El caolín es el mineral que está con frecuencia en las dos formaciones, sus porcentajes son variados, oscila entre 1-7% y se encuentra fundamentalmente como pore filling. El cemento temprano de

caolinita, tiene una textura vermicular, se encuentra en porcentajes bajos y en todos los ambientes, pudiendo haber precipitado este mineral en aquellas zonas donde existió un bajo pH, y baja concentración iónica en las aguas (Worden y Burley, 2003).

El pore filling de caolín, es post-cemento de cuarzo y siempre muestra corrosión sobre los cementos (Figs. 6.16A hasta 6.16E). Las micas como la moscovita se encuentran en ocasiones alterándose a caolín entre sus láminas de exfoliación (Fig. 6.16F). La presencia de los ácidos, producidos por la maduración de la materia orgánica generalmente hace que precipite caolín.

Al MEB los cementos de caolín presentan una textura vermicular, con diámetro superior a 20 μm (Figs. 6.17A – 6.25F). En la mayoría de los casos las láminas de caolín se agrupan para transformarse en cristales “blocky” de dickita de unos 5 a 15 μm de diámetro (Figs. 6.17A, 6.17D y 6.17E). Esta composición ha sido corroborada mediante rayos X. Las relaciones texturales entre el cemento de cuarzo y el caolín, en las dos areniscas, denotan que el caolín es post-cementos de cuarzo y carbonatos (Figs. 6.17C hasta 6.17F).

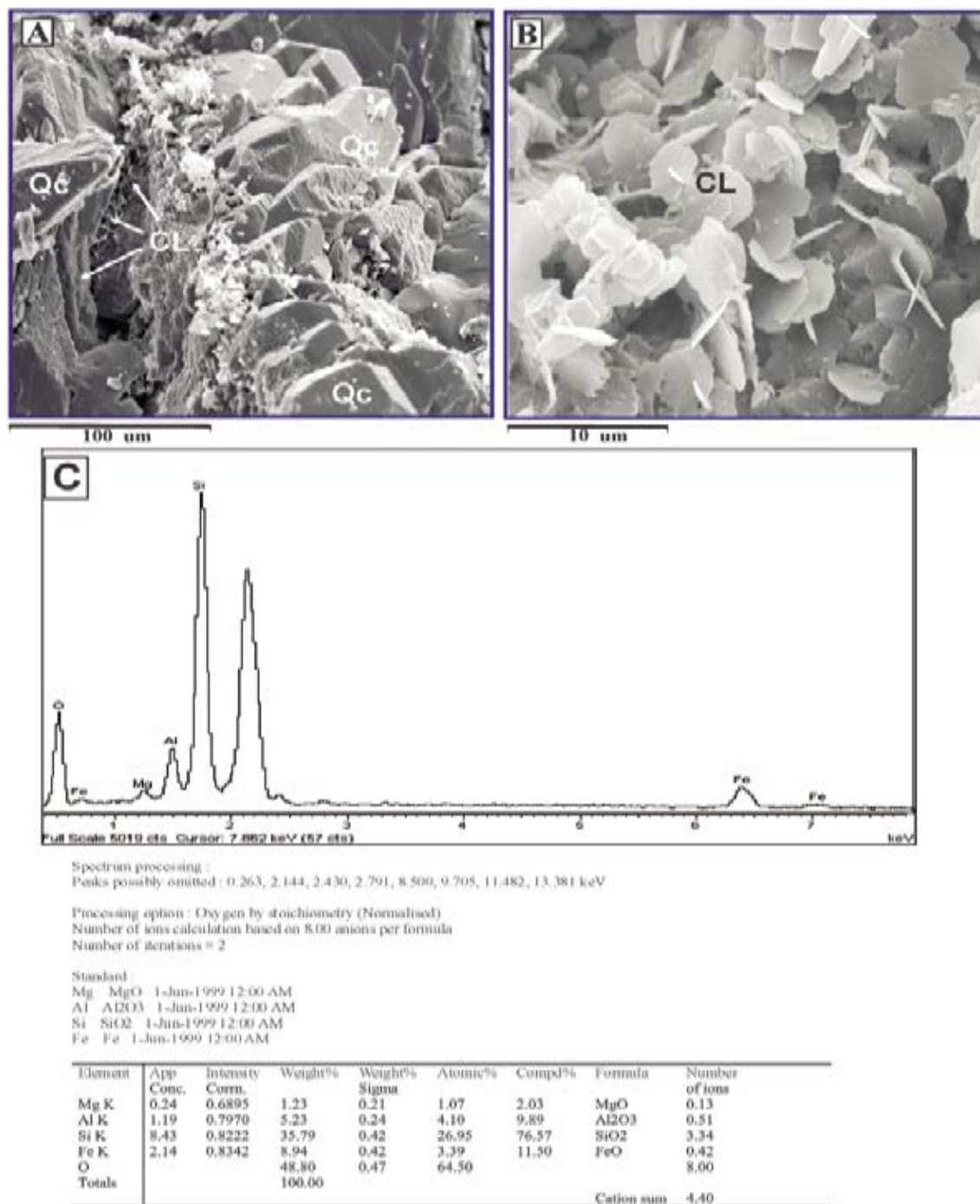


Fig. 6.15. Fotografías mediante MEB. A) “Coating” de clorita alrededor de los granos detríticos de cuarzo y precediendo al cemento syntaxial (Qc); B) Detalle del “coating” de clorita (Cl) con morfología “honeycomb”; C) Análisis mediante EDAX de la clorita de la fotografía B.

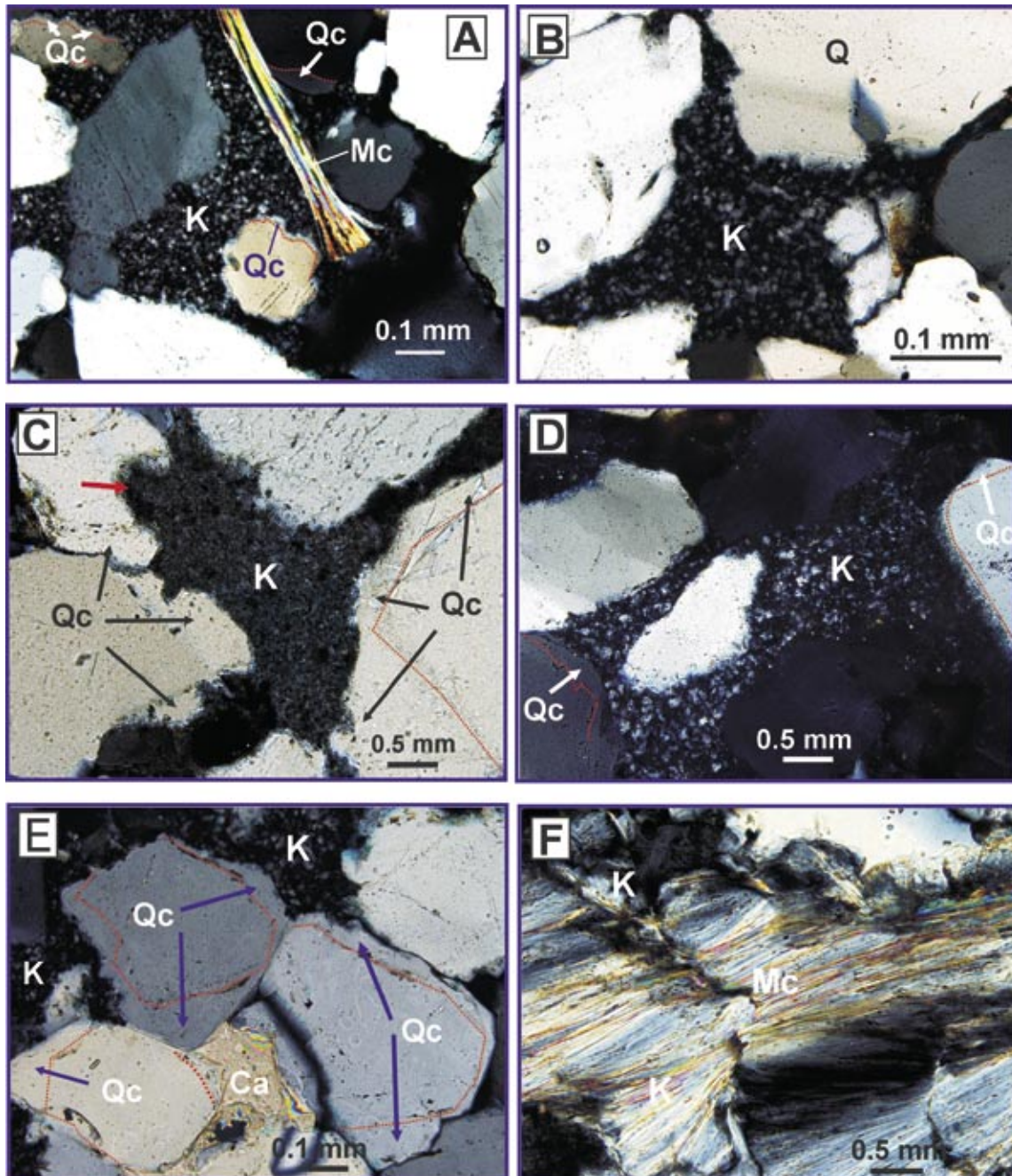


Fig. 6.16. (A-F) Fotografías mediante microscopio óptico. A y B) (nícoles cruzados) Epimatriz de caolín, formado por el reemplazamiento total del feldespato y parcial de la moscovita (Mc); C) (nícoles paralelos) "Pore filling" de caolín post cemento de cuarzo (Qc); D) (nícoles cruzados) Fpto-K reemplazado por caolín (epimatriz); E) Cementos de cuarzos (Qc) corroídos por caolín y cemento de calcita (Ca); F) Moscovita (Mc) parcialmente reemplazada por caolín (K).

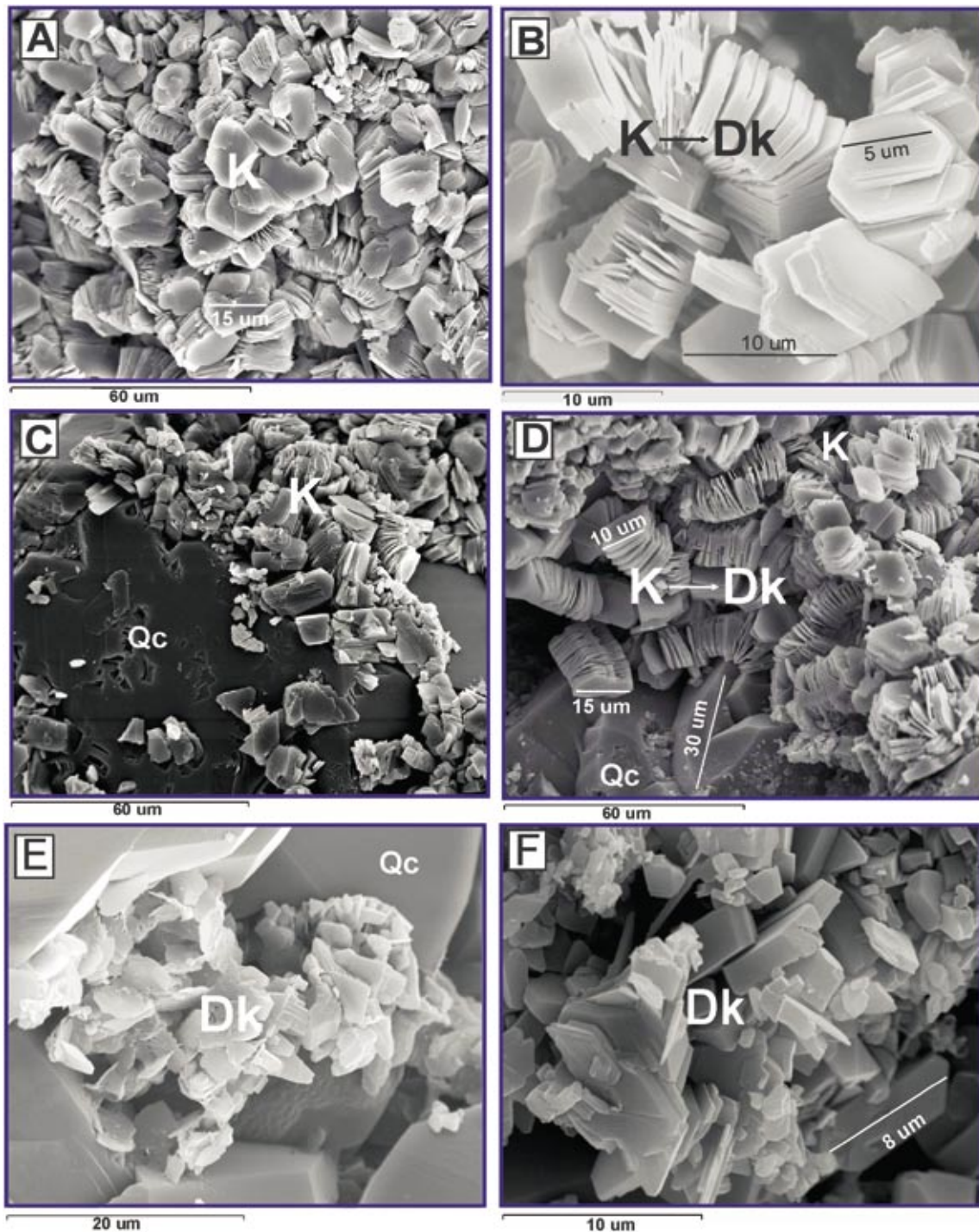


Fig. 6.17. (A-F) Fotografías mediante MEB. A y B) Caolinita vermicular y su transformación en cristales blocky de dickita; C y F) Caolinita (K) transformándose a dickita (DK) post cementos de cuarzo (Qc). Se observa como cristales de dickita precipitan simultáneamente con el cemento de cuarzo.

En los registros eléctricos (Anexos 6.1 hasta 6.4) de los pozos que tienen un alto contenido en caolín en la arenisca “U”, como: Itaya, Jivino-1, Jivino-3, Limoncocha-9 y Tetete-1 (Tablas 6.1 y 6.2), se puede observar que las curvas de resistividades tienden a tener lecturas un poco más altas con relación a los otros pozos que tienen caolín, pero en porcentajes menores. El comportamiento de las curvas de resistividad en la arenisca “T” (Anexos 6.1 hasta 6.4), es igual que en el caso anterior, como puede observarse en los pozos: Aguarico-10, Cononaco-4, Eden-10, Sacha-126, Yuca-2 (Tablas 6.1 y 6.2).

Por otro lado, todas las muestras que presentan mayor contenido en caolín se encuentran muy cerca de un intervalo de lutitas (Anexo 6.1 hasta 6.4), lo que sugiere que el caolín podría haberse formado in uido por la generación del dióxido de carbono (CO_2) o por los ácidos orgánicos producidos por la maduración de la materia orgánica contenida en las mismas (Bjorlykke, 1998 y Surdam et al., 1984).

VI.4.2. Cemento de cuarzo

El cemento de cuarzo es el principal proceso diagenético en las areniscas “U” y “T” y se presenta como sobrecrecimiento

alrededor de los granos detríticos (Figs. 6.18A y 6.18B). Pueden tener formas irregulares, por corrosión por el caolín, y, en ocasiones, redondeadas por la compactación química. Los espesores aparentes para los cementos de cuarzos son muy variables, pudiendo llegar a tener diámetros $>15 \mu\text{m}$ (Fig. 6.18B). En la arenisca “U” el promedio es de 12% y en la arenisca “T” alcanza valores de 16% (Tablas 6.1 y 6.2).

Mediante el microscopio de uorescencia se ha podido observar que los cementos de cuarzo presentan cierto grado de uorescencia amarilla, que podría estar relacionada con la inclusión del petróleo entre el grano detrítico y el cemento (Figs. 6.18C hasta 6.18F).

Se ha realizado un gráfico para observar la evolución del cemento de cuarzo con relación a la profundidad de enterramiento (Fig. 6.19), donde se ha podido observar que la mayoría de las muestras de “U” y “T” se encuentran entre 9.000 y 10.200 pies (2.743-3.108 m), y que, a estas profundidades, el cemento es muy variable. Sin embargo, a profundidades entre 9.500 y 9.800 pies (2.896 – 2.987 m) el cemento tiene cierta tendencia a aumentar con la profundidad.

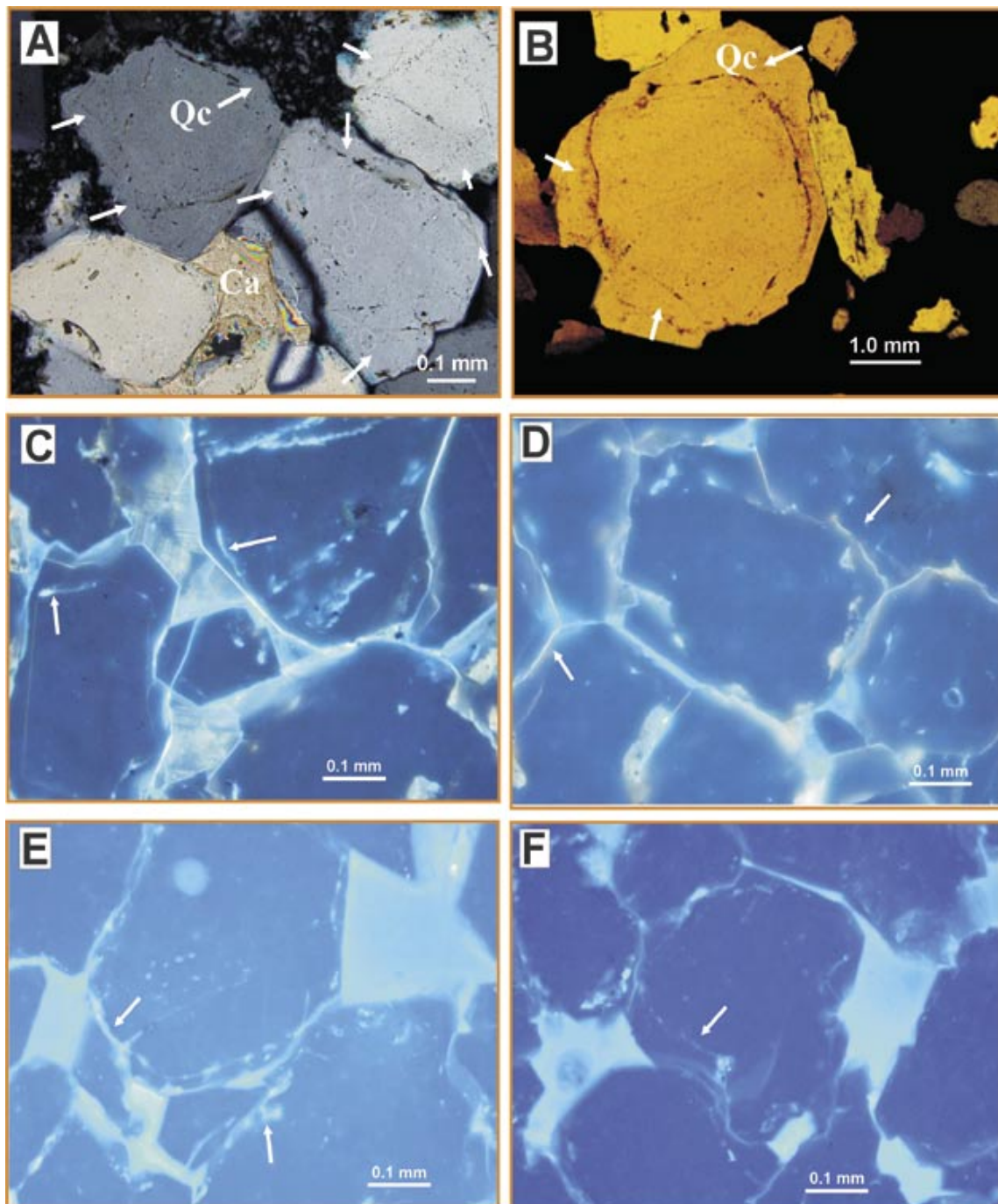


Fig. 6.18. (A y B) Fotografías mediante microscopio óptico (nícoles cruzados) del cemento de cuarzo precedido de un “coating” discontinuo de óxidos de hierro; C-F) Fotografías mediante microscopio de fluorescencia, donde se observa el sobrecrecimiento de cuarzo separado del grano detrítico por una película fluorescente (posiblemente debido a la presencia de petróleo, ver flechas).

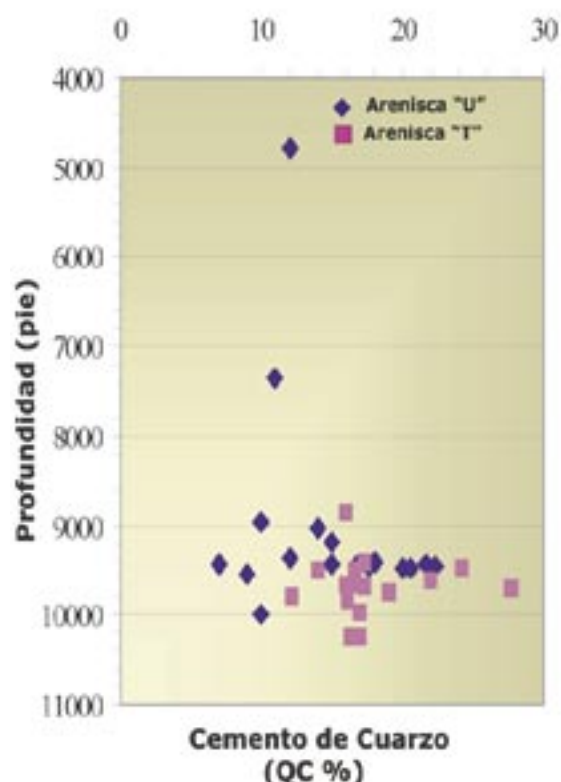


Fig. 6.19. Diagrama profundidad vs cemento de cuarzo, donde se muestra la distribución del cemento de cuarzo para las areniscas "U" y "T" con relación a la profundidad.

Se podría conocer el momento en que el cemento de cuarzo se formó por la entrada de petróleo a la cuenca, ya que este cemento se formó antes de la migración del hidrocarburo. El momento en que el proceso tuvo lugar debió de ser pre-Mioceno Superior, porque el petróleo migró a la cuenca en el Mioceno Superior (como se verá en el capítulo 7). Los estudios sobre

el tiempo de la precipitación del cemento de cuarzo son muy variados. Autores como Robinson y Gluyas, (1992); Walderhaug, (1994A); Gluyas et al. (1993); Bjorlykke y Egeberg, (1993); Worden y Morad, (2000), sugieren que la precipitación del cemento de cuarzo sucede durante o inmediatamente después de periodos de rápida sedimentación.

En la Cuenca Oriente de Ecuador existieron cuatro periodos de sedimentación relativamente alta, con altas tasas de subsidencia. La última acaeció en el Cretácico Superior - Paleoceno Inferior (Maestrichtiense-Daniense), con la sedimentación de la Fm Tena; por lo que se le podría atribuir a este periodo el momento de formación del cemento de cuarzo. Esto implicaría que la precipitación de dicho cemento se produciría contemporáneamente con la formación de las primeras estructuras petrolíferas (Turoniense-Coniaciense-Maastrichtiense).

El origen de la sílice, para la precipitación del cemento de cuarzo, es variado. Para las areniscas "U" y "T" la contribución de la sílice podría deberse, en parte, a la contribución de la diagénesis de las arcillas (McBride, 1989) que se encuentran intercaladas en la Fm Napo. Otra fuente de liberación de sílice sería la

reacción diagenética de los feldspatos a caolinita y su disolución en las areniscas reservorios (Glasman, 1992; Barclay y Worden, 2000).

VI.4.3. Inclusiones fluidas en los cementos de cuarzo

Las inclusiones fluidas observadas en los cementos de cuarzo pueden ser redondas y muy irregulares, y están localizadas en la parte exterior del sobrecrecimiento de cuarzo, o justo en el límite del sobrecrecimiento. El tamaño de las inclusiones fluidas tanto en las areniscas “U” como en “T” son muy pequeñas y no sobrepasan 5 μm de diámetro.

Con el análisis microtérmico se han identificado tres tipos de inclusiones fluidas. El tipo I muestra una temperatura de fusión de CO_2 de $-56,6^\circ\text{C}$, lo que indica que se trata de inclusiones de CO_2 puro con ausencia de otros gases como CH_4 , N_2 . Asimismo, la temperatura de homogenización observada, entre $27,9$ y $30,2^\circ\text{C}$ corresponde con densidad entre $0,57$ y $0,65$ gr/cc.

El tipo II son inclusiones acuosas con una temperatura de fusión del hielo (T_f) entre -21 y -17°C , lo que corresponde a una salinidad entre $20,05$ y $23,17$ eq. NaCl. La temperatura de homogenización (T_h) sería de 85°C .

El tipo III son inclusiones acuosas, con fusiones del hielo entre -21°C y -32°C . La temperatura de homogenización oscila entre 80°C y 220°C (Fig. 6.20). Por encima de 120°C se consideran temperaturas muy elevadas para corresponder a las inclusiones fluidas que se encuentra en el cemento de cuarzo.

Según los datos obtenidos mediante las temperaturas de fondo de los pozos y por la historia de enterramiento de la cuenca, se podría sugerir que los cementos empezaron a precipitar alrededor de 80°C , e incluso a temperaturas inferiores, y tendrían su máximo desarrollo entre 120 y 140°C . Las temperaturas de homogenización superiores a estos valores podrían corresponder a temperaturas de cementos heredados de las areniscas infrayacentes del Cretácico Inf. y Jurásico (Fm Hollín, Chapiza y Santiago).

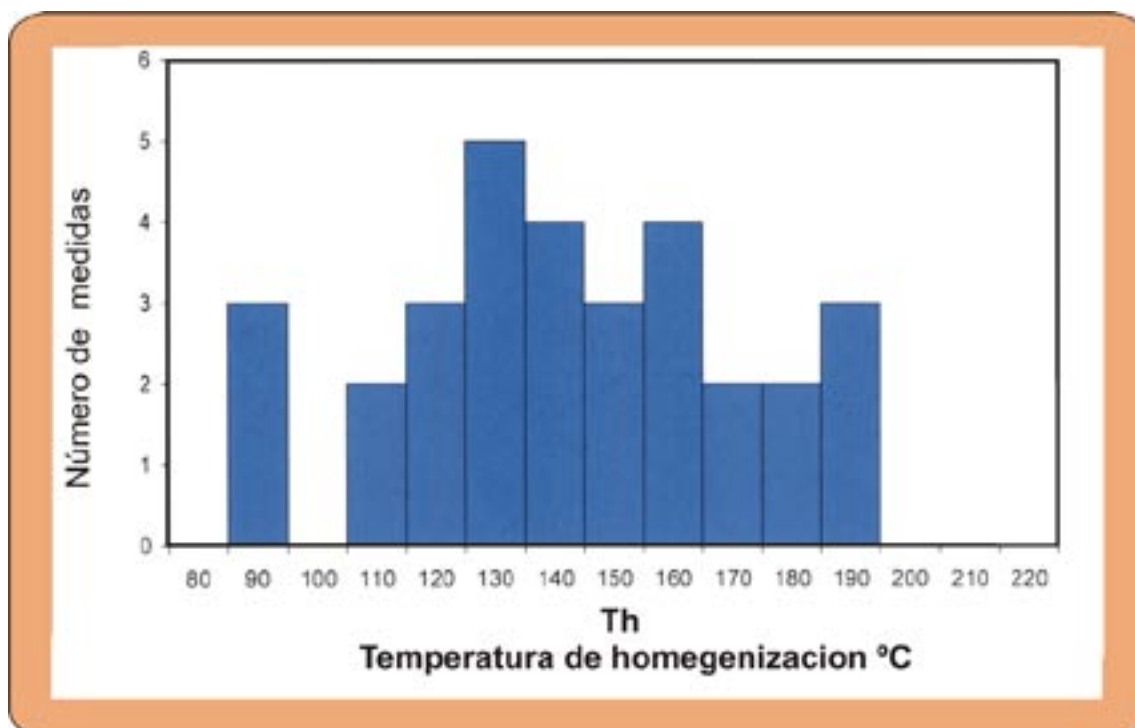


Fig. 6.20. Valores de las temperaturas de homogenización medidas en las inclusiones fluidas de las areniscas “U” y “T”.

VI.4.4. Cementos carbonáticos

En la areniscas “U” y “T” se estudiaron los cementos carbonáticos con el fin de integrarlos dentro de la secuencia de los procesos diagenéticos, y ver su distribución en la cuenca y su posible relación con los ambientes deposicionales. Asimismo, se ha considerado como fundamental su relación con la preservación de la porosidad primaria y/o generación de porosidad secundaria. Los cementos carbonáticos están siempre presentes

aunque, en ocasiones, en cantidades muy pequeñas. Los cementos que se han determinado mediante análisis petrográfico y microsonda electrónica son: siderita, calcita, dolomita-Fe y ankerita (Tablas. 6.1, 6.2).

VI.4.4.1. Siderita

El cemento de siderita está en proporciones similares en las dos formaciones. Se han distinguido dos

generaciones de siderita. La primera (S1) aparece como pequeños cristales lenticulares (10-50 μ m), que se disponen reemplazando cantos blandos arcillosos y/o feldespatos, y con formas romboédricas que rellenan la porosidad intergranular y rodean a los granos detríticos (rim cements de Wilson y Staton, 1994) (Figs. 6.21A hasta 6.21E).

La siderita (S2) se encuentra como grandes cristales romboédricos (Fig. 6.21F), que sobrecrecen a la glauconitas (Figs. 6.22A y 6.22B). La siderita (S1) bajo cátodoluminiscencia (CL) no presenta luminiscencia, pero la siderita (S2) denota una luminiscencia amarilla. El cemento de siderita S1 está parcialmente reemplazado por dolomita-Fe, calcita o ankerita (Figs. 6.21C y 6.21D). Asimismo, bajo microscopio óptico y al BSE, se observa que la siderita S1 es anterior al cemento de cuarzo, y éste se presenta corroído por S2. El cemento de siderita S1 está presente en todas las areniscas, pero la siderita S2 sólo en arenisca transicionales o marinas.

Otra característica de las sideritas en las areniscas de ambiente marino es la presencia de glauconita, parcialmente reemplazada por dolomita-Fe y con sobrecrecimiento de siderita S2, y posteriormente reemplazada por dolomita-

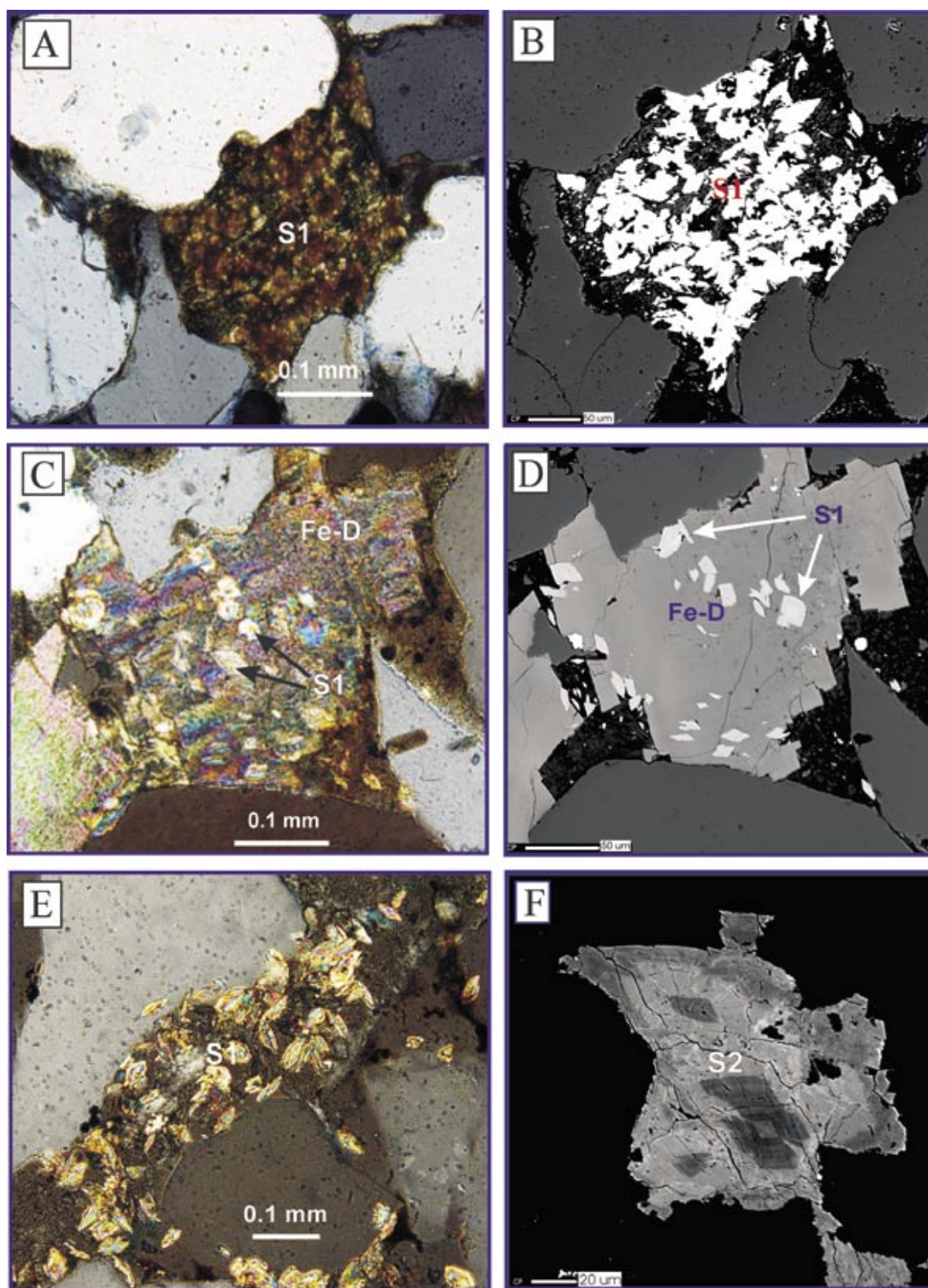
Fe y con sobrecrecimiento de siderita S2 (Figs. 6.22A y 6.22B).

La composición promedio de siderita S1 en sedimentos uviales es ($\text{Fe}_{80.5} \text{Mg}_{11} \text{Mn}_{1.75} \text{Ca}_{7.1}$) CO_3 (Tabla 6.3). Algunas sideritas presentan valores superiores al 99% de FeCO_3 , y un alto contenido en Mn (>3,9%). La composición promedio de la S2 es de ($\text{Fe}_{72.9} \text{Mg}_{21} \text{Mn}_{0.8} \text{Ca}_{11.6}$) CO_3 (Tabla 6.3). La siderita S2 presenta zonación de grises debido al incremento en Mg (Fig. 6.21F).

La composición promedio de siderita S1 y S2 son similares, excepto por el bajo contenido en Mn (<1%) y un alto contenido en Mg, en el cemento de siderita S2 (Figs. 6.23, 6.24, Tabla 6.3).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB en la arenisca “U” varían entre -3,2 y -9,9 ‰, y para $\delta^{18}\text{O}$ entre -3,2 y -11,4 ‰ PDB (Tabla 6.4). El $\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB en la arenisca in “T” varía entre -2,4 y -9,6 ‰, y para el $\delta^{18}\text{O}$ entre -3,0 y -13,1 ‰ PDB (Fig. 6.25, Tabla 6.4).

En la Figura 6.25, donde se representan conjuntamente los valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, se observan dos grupos de muestras, que parecen estar relacionados con una mayor presencia de cristales del



tipo S1 ó S2. La siderita (S2), originada a mayor temperatura, parece relacionar los aportes de fluidos más ricos en hierro con una mayor aporte de carbono procedente de la descomposición de la materia orgánica.

VI.4.4.2. Calcita

El cemento de calcita es escaso en las areniscas eólicas y el contenido promedio es de 5% del volumen total de la roca

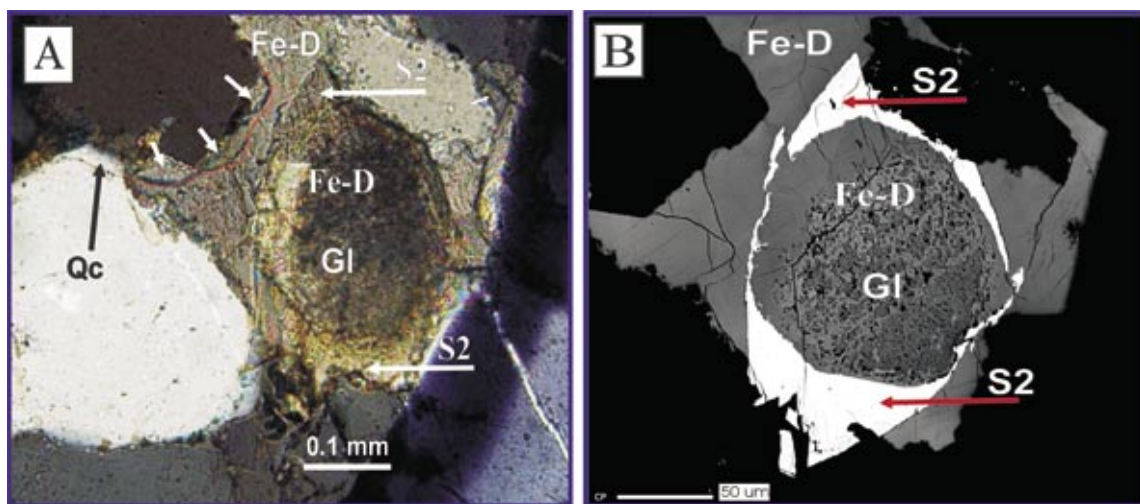


Fig. 6.22. A) Fotografía mediante microscopio óptico (nícoles cruzados) y B) con electrones retrodispersados de dolomita-Fe reemplazando a un grano de glauconita (Gl) y sobrecrecimiento de siderita S2. Estos cementos quedan englobados en dolomita-Fe (Fe-D).

Fig. 6.21. (A y B) Fotografías mediante microscopio óptico (nícoles cruzados) e imagen de electrones retrodispersados de siderita S1 reemplazando una epimatriz arcillosa; C y D) Fotografías mediante microscopio petrográfico (nícoles cruzados) e imagen de electrones retrodispersados de siderita S1 reemplazando a un feldespato y posteriormente por dolomita ferrosa (Fe-D); E) Fotografía mediante microscopio óptico (nícoles cruzados) de cristales lenticulares de siderita S1 que reemplazan a la matriz arcillosa y bordean a los granos de cuarzo detrítico; F) Imagen de electrones retrodispersados de Siderita S2, mostrando zonación.

Arenisca "U" y "T"	MgCO ₃	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	SrCO ₃
Arenisca "U"					
CALCITA					
promedio	1.5	95.4	0.9	2.2	0.0
máximo	3.7	97.6	1.3	2.9	0.1
mínimo	0.3	94.2	0.1	0.2	0.0
SIDERITA(S1+S2)					
promedio	20.1	12.3	0.7	66.9	0.0
máximo	27.1	27.0	1.0	80.0	0.0
mínimo	11.2	7.0	0.2	45.8	0.0
DOLOMITA-Fe					
promedio	26.6	57.0	0.5	15.9	0.0
máximo	31.6	59.7	1.4	19.0	0.1
mínimo	22.9	51.8	0.2	12.4	0.0
ANKERITA					
promedio	23.2	52.7	0.8	23.2	0.0
máximo	27.5	57.2	1.4	48.7	0.1
mínimo	20.0	21.9	0.2	19.3	0.0
Arenisca "T"					
CALCITA					
promedio	0.7	93.7	0.6	2.2	0.0
máximo	2.5	96.5	1.6	7.9	0.1
mínimo	0.2	89.0	0.4	1.0	0.0
SIDERITA(S1+S2)					
promedio	16.8	7.5	1.0	73.8	0.0
máximo	33.7	13.0	3.9	99.9	0.2
mínimo	0.1	0.0	0.0	52.5	0.0
DOLOMITA-Fe					
promedio	26.4	57.1	0.3	17.2	0.0
máximo	27.7	59.0	0.5	19.4	0.1
mínimo	22.5	53.9	0.2	15.5	0.0
ANKERITA					
promedio	17.3	57.3	1.5	23.9	0.0
máximo	25.5	59.3	3.2	26.9	0.0
mínimo	14.7	54.3	0.5	19.7	0.0

Tabla 6.3 Resumen promedio de la composición química de los diferentes cementos carbonáticos en las areniscas "U" y "T"

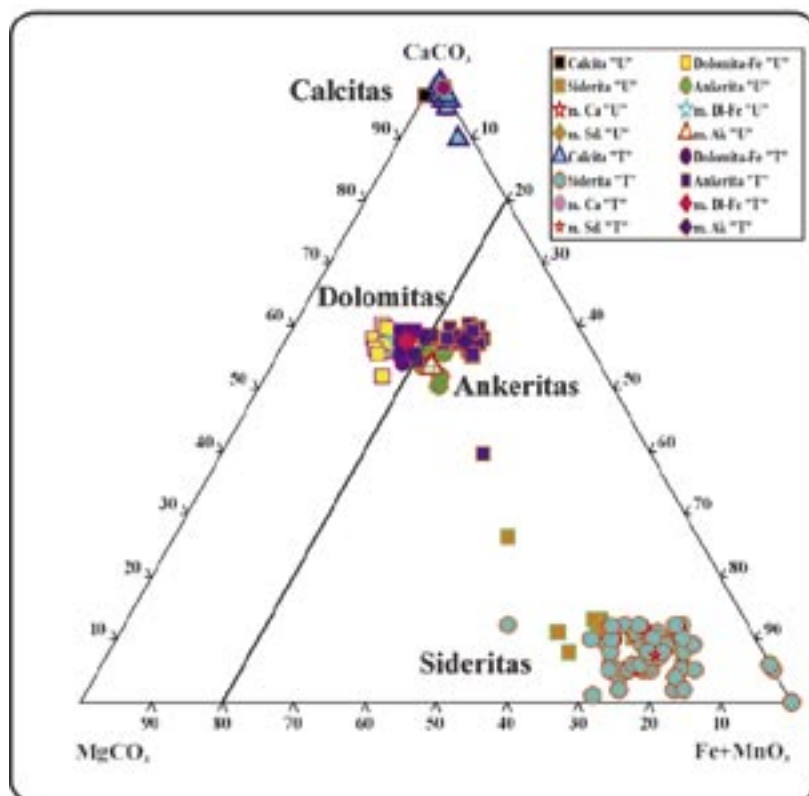


Fig. 6.23 Composición química de los cementos carbonáticos (Ca, Mg, Fe+Mn) CO_3 , de las arenisca "U" y "T" de la Fm Napo.

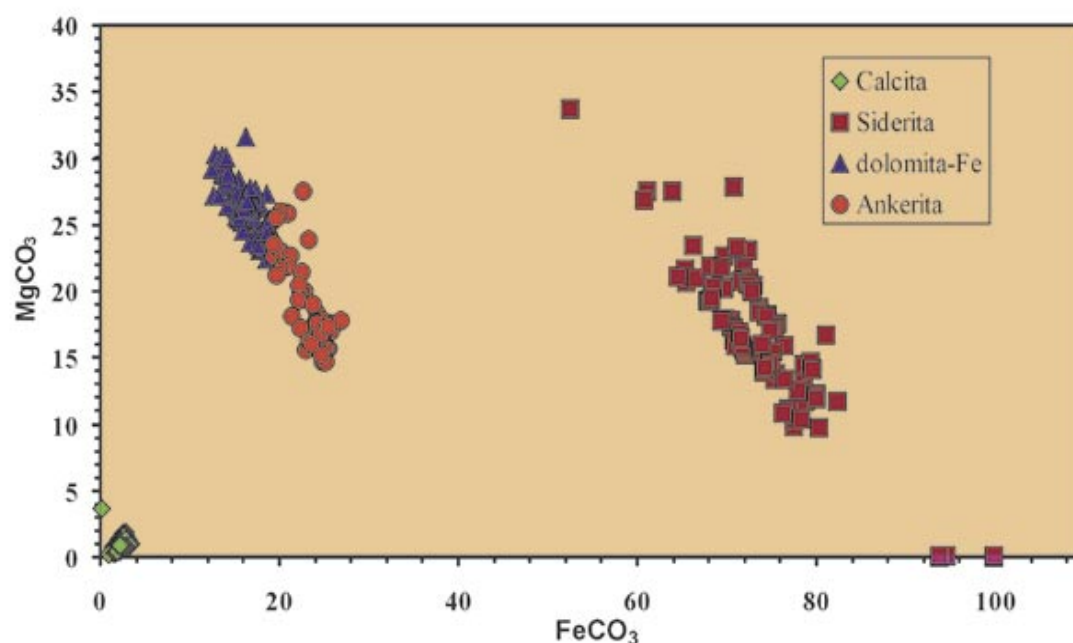


Fig. 6.24. Representación del contenido en Mg vs contenido en Fe en los cementos carbonáticos.

MUESTRAS	Arenisca		Calcita		Dolomita		Siderita	
	"U"	"T"	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ (V-PDB)	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ (V-PDB)	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ (V-PDB)
Marañacu - 1	X		-3.47	-10.87	-3.32	-10.61	-7.11	-11.35
Pucuna-2 (U - 12)	X		-6.62	-10.52	-3.91	-7.43	-3.19	-3.17
Sacha-126 (U - 13)	X		-7.09	-11.01	-6.15	-9.28	-9.95	-10.34
Amazonas		X	-9.97	-11.31	-7.07	-10.81	-7.98	-13.07
Cancrío		X	-12.69	-9.42	-5.79	-8.58	-	-
Cononaco-4		X	-6.15	-12.46	-3.45	-4.62	-3.62	-4.27
Jivino-1		X	-9.32	-13.80	-3.25	-14.19	-3.38	-12.85
Sacha-99		X	-9.97	-11.57	-3.47	-10.56	-9.60	-11.64
Sn Roque - 1		X	-7.32	-13.67	-4.00	-13.68	-7.00	-11.88
Yuca-2		X	-1.29	-6.71	-3.42	-4.82	-2.38	-3.03
Yulebra-1		X	-4.93	-10.16	-4.59	-7.87	-2.81	-6.28

Tabla 6.4. Composición isotópica de los cementos carbonáticos de calcita, dolomita-Fe y siderita para las areniscas "U" y "T"

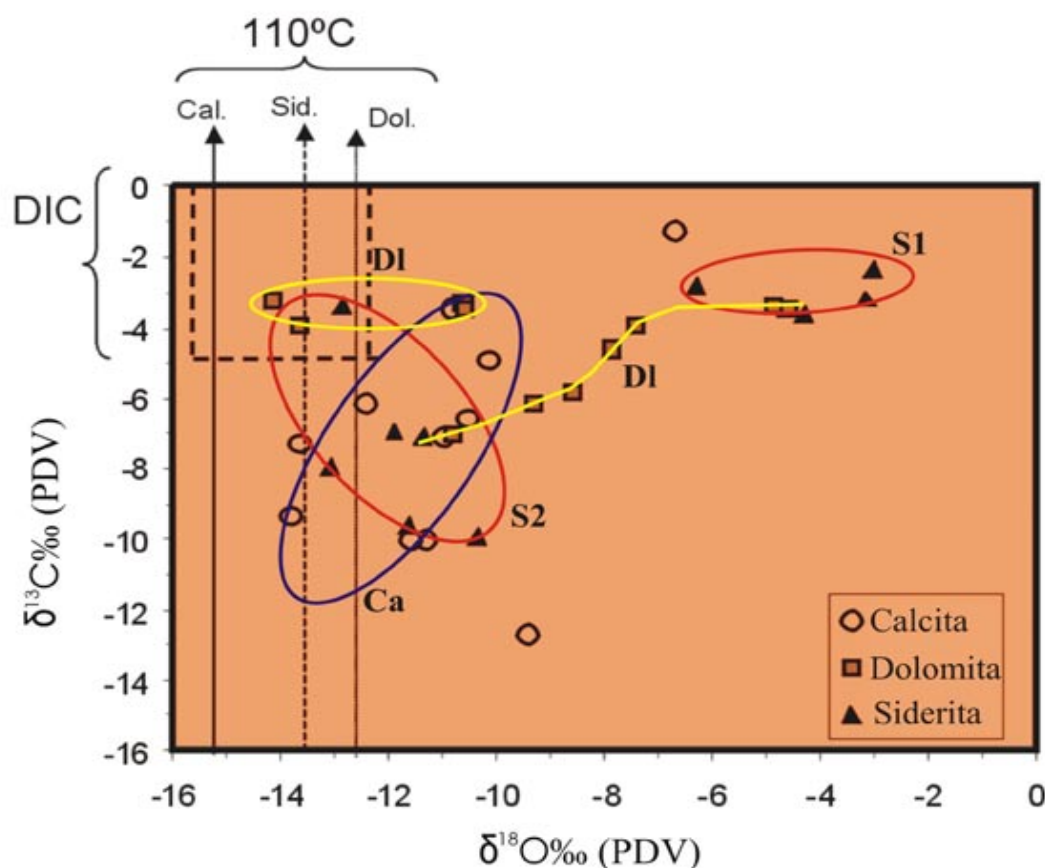


Fig. 6.25. Diagrama de composición isotópica del oxígeno y el carbono, en las diferentes fases de carbonatos. La mayor parte de las calcitas son más negativas de -9‰ (V-PDB), lo que indica un origen relacionado con altas temperaturas y/o aguas meteóricas relativamente negativas. La dolomitas presentan un amplio rango de valores que, sin embargo, se agrupan en su mayor parte en torno a valores -4‰ (V-PDB). Por tanto su génesis parece estar ligada a un sistema cerrado al carbono con cambios en oxígeno debidos al efecto de la temperatura. La siderita presenta dos grupos bien distintos en función de su composición isotópica: uno caracterizado por un origen a temperaturas relativamente bajas, con valores más altos de -7‰ (V-PDB) y otro, originado a mayores temperaturas, que parece estar asociado a un aporte de carbono más negativo, ya sea por una oxidación de la materia orgánica o por tratarse de un sistema más abierto, compatible con una contribución de aguas meteóricas.

(Tablas 6.1 y 6.2). La calcita está presente en forma de parches esporádicos $>80 \text{ }\mu\text{m}$, y poiquilótica de $50\text{-}100 \text{ }\mu\text{m}$ (Figs. 6.26A y 6.26B). Estos cementos en algunas muestras no presentan luminiscencia y en otras muestras, presentan luminiscencia amarillenta. La calcita frecuentemente reemplaza a los feldespatos (Figs 6.26C y 6.26D). Además, se presentan como parches de cristales individuales que reemplazan a la siderita (S1) en areniscas transicionales y marinas.

El cemento de calcita es post-cemento de cuarzo y post-compactación química (Figs. 6.26A y 6.26B). Al microscopio óptico se observa que el cemento de cuarzo es corroído por la calcita (Fig. 6.26E). En las Figuras 6.26D y 6.26F se observa cómo la glauconita y los feldespatos son parcial o totalmente remplazados por el cemento de calcita, estando la pirita ocluida en este cemento (Fig. 6.26C).

La composición media de la calcita, en las areniscas uviales es de $(\text{Ca}_{95.4}\text{Fe}_{2.1}\text{Mg}_{1.4}\text{Mn}_{0.6})\text{CO}_3$ (Fig. 6.23, Tabla 6.3). El volumen intergranular medio del cemento de calcita en las areniscas “U” y “T” es de 27,7% (Tablas 6.1 y 6.2).

La composición promedio de la calcita en el ambiente transicional a marino

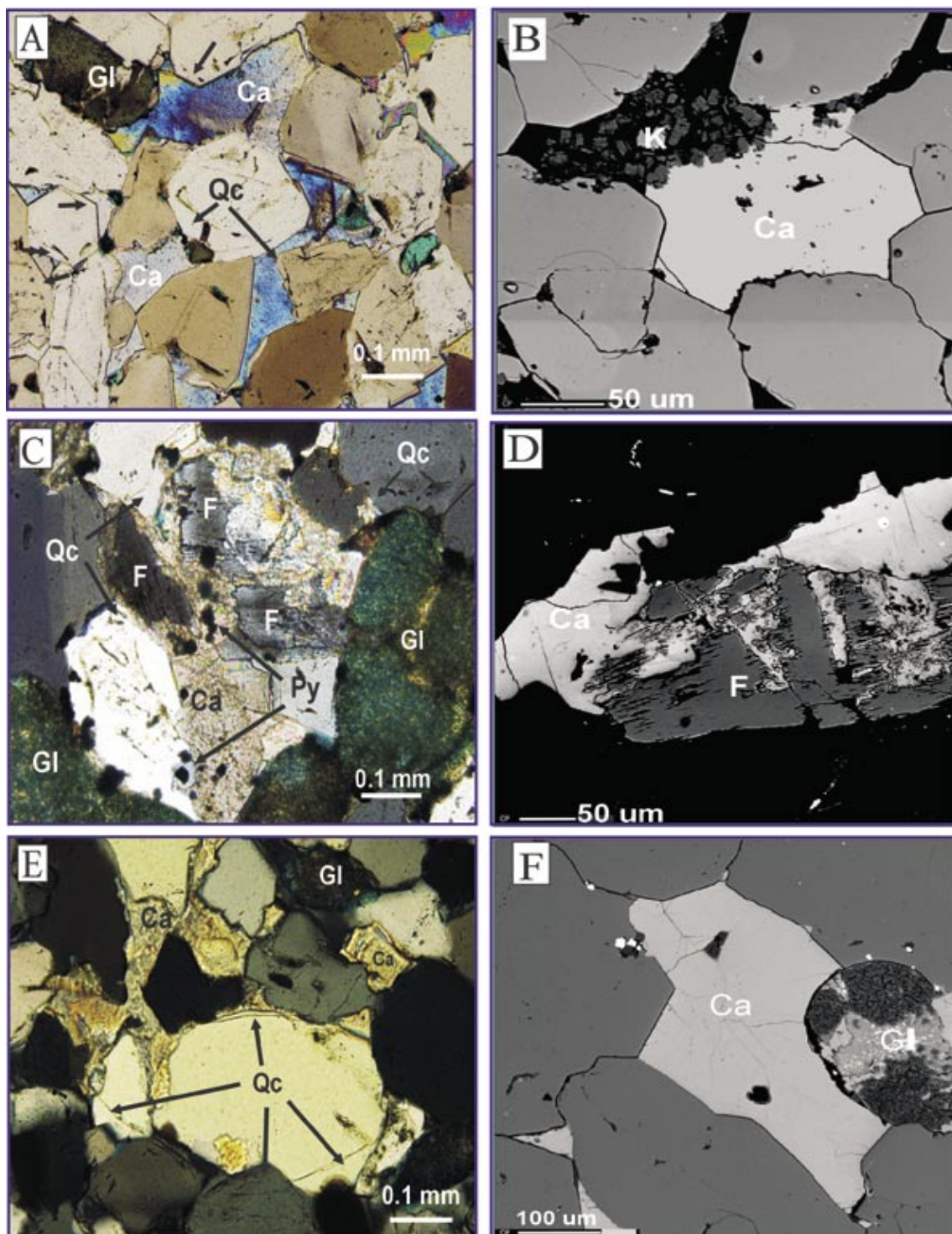
es $(\text{Ca}_{96.3}\text{Fe}_{0.2}\text{Mg}_{3.65}\text{Mn}_{0.1})\text{CO}_3$ (Fig. 6.23), con un volumen intergranular promedio de 13% (Tablas 6.1 y 6.2). El contenido promedio de Mg y Sr es $<1 \text{ mol } \%$ (Tabla 6.3).

El valor de $\delta^{13}\text{C}$ para la arenisca “U” varía entre $-3,5$ y $-9,3 \text{ } \text{‰}$ (V-PDB), y el del $\delta^{18}\text{O}$ desde $-10,5$ a $-13,8 \text{ } \text{‰}$ (V-PDB) (Tabla 6.4). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para la arenisca “T” varía entre $-1,3$ y $-12,7 \text{ } \text{‰}$, y para el $\delta^{18}\text{O}$ desde $-6,7$ a $-11,6 \text{ } \text{‰}$ PDB (Fig. 6.25, Tabla 6.3).

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita, al igual que ocurre con las sideritas (S2), está caracterizada por valores relativamente negativos, tanto en oxígeno como en carbono, lo que podría asociarse a altas temperaturas de diagénesis, con un aporte de carbono pobre en $\delta^{13}\text{C}$ procedente de la degradación de materia orgánica.

VI.4.4.3. Dolomita-Fe/Ankerita

Los cementos de dolomita-Fe/ankerita son más abundantes en el centro y parte Oeste de la cuenca, que en la parte oriental. Estos cementos pueden coexistir con la siderita (Figs. 6.27A y 6.27B). Los cementos intergranulares de dolomita-Fe/ankerita presentan una textura subheudral



con cristales no luminiscentes, >100 m, pero en ocasiones estos cementos se presentan en forma de parches dispersos que corroen a los cementos de cuarzo y reemplazan a los feldespatos. El porcentaje de estos cementos oscila entre 0 a 4% y son post-cemento de cuarzo y post compactación mecánica (Figs. 6.27C a 6.27F)

La composición química de la dolomita-Fe de las muestras analizadas en areniscas transicionales a marinas es $(\text{Mg}_{25.9} \text{Fe}_{16.48} \text{Mn}_{0.47} \text{Ca}_{54.8}) \text{CO}_3$ (Fig. 6.33) y de la ankerita es $(\text{Mg}_{21} \text{Fe}_{23.2} \text{Mn}_{0.7} \text{Ca}_{55}) \text{CO}_3$ (Fig. 6.23, Tabla 6.3). La composición promedio para la ankerita en ambiente uvial es $(\text{Mg}_{16.1} \text{Fe}_{24.6} \text{Mn}_{0.21} \text{Ca}_{57.2}) \text{CO}_3$ (Fig. 6.23, Tabla 6.3). Mediante BSE

el cemento de dolomita-Fe/ankerita se presenta zonada con contactos netos entre las distintas fases (Figs. 6.27C y 6.27F). El contenido en FeCO_3 tienen un rango que varía entre 12 y 28% mol (Fig. 6.24).

Los valores isotópicos obtenidos para los cementos de dolomita-Fe en la arenisca “U” presentan valores $\delta^{13}\text{C}$ relativamente regulares, comprendidos entre -3,3‰ y -6,2‰, mientras que para el oxígeno ocurre todo lo contrario, presentando una gran dispersión de valores $\delta^{18}\text{O}$ que oscilan entre -4,6‰ y -14,2‰ (V-PDB). Los valores del $\delta^{13}\text{C}$ para la arenisca “T” varían entre -3,4 y -7,1‰, y para $\delta^{18}\text{O}$ entre -4,8 y -13,7‰ (V-PDB) (Figs. 6.25, Tabla 6.4).

Fig. 6.26. A) Fotografía al microscopio óptico (nícolos cruzados) de cementos de calcita parcialmente disuelta post-cemento de cuarzo (Qc); B) Imagen con electrones retrodispersados, donde se observa el cemento de calcita posterior al cemento de cuarzo y corroído por el cemento de caolín (K); C) Fotografía al microscopio óptico (nícolos cruzados) de una subarcosa rica en glauconita donde los granos de feldespato están parcialmente reemplazados por calcita (Ca) que incluye cristales de pirita (Py); D) Detalle con electrones retrodispersados de un fpto-k reemplazado por calcita; E) Fotografía al microscopio óptico (nícolos cruzados). Cemento poiquilotópico de calcita post-compactación reemplazando al cemento de cuarzo; F) Detalle con electrones retrodispersados del cemento de calcita post compactación y posterior al cemento de cuarzo.

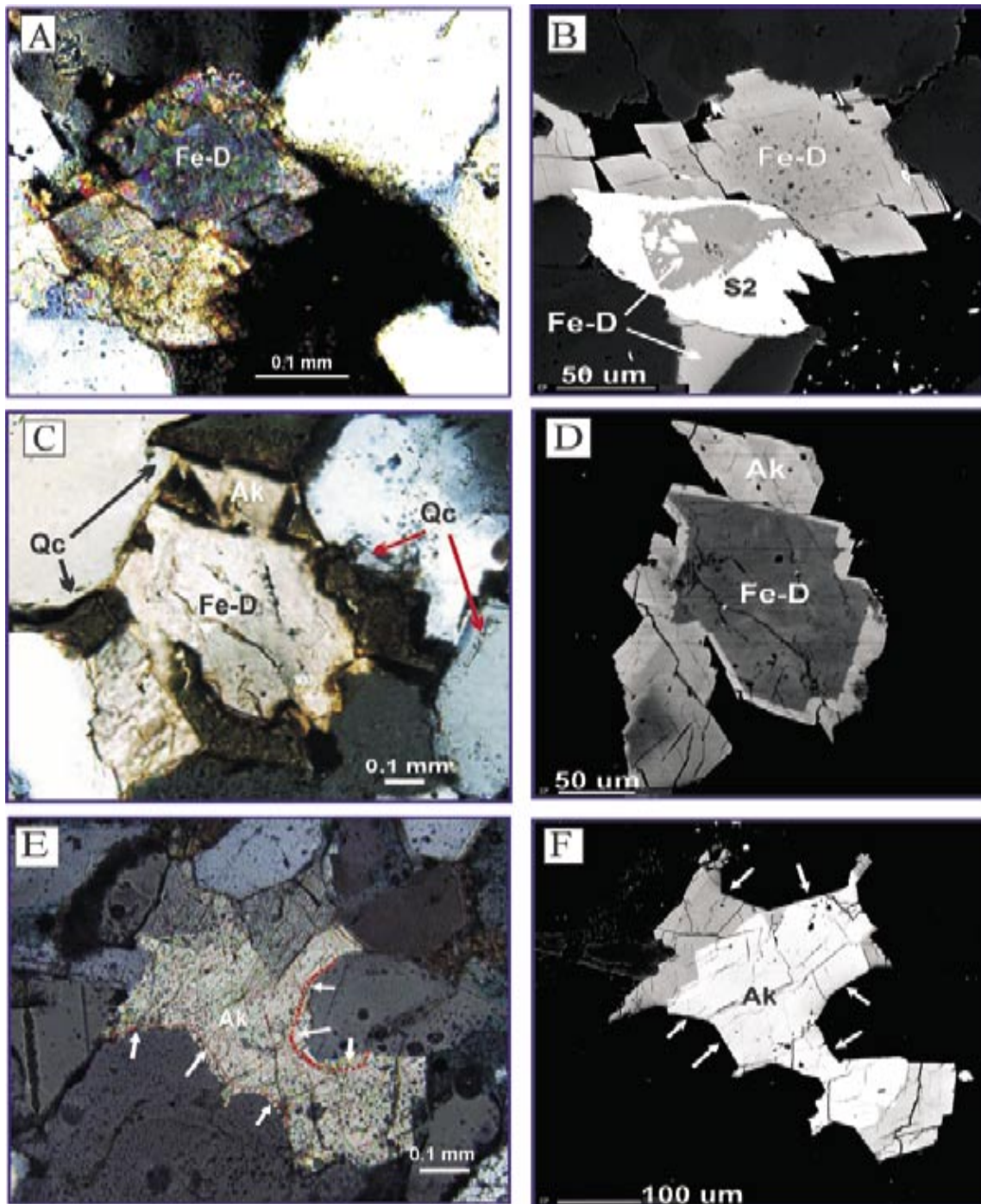


Fig. 6.27. (A-C-E) Fotografías al microscopio óptico (nícolos cruzados) y (B-D-F) imágenes con electrones retrodispersados del cemento de dolomita-Fe/ankerita precediendo al cemento de siderita S2, rellenando la porosidad remanente y corroyendo al cemento de cuarzo (echas en E y F).

VI.4.5. Discusión sobre los cementos carbonáticos

VI.4.5.1. Siderita

El cemento de siderita (S1) fue el primer cemento carbonático en precipitar en todos los ambientes sedimentarios (Fig. 6.28). S1 tiene un contenido alto en Fe y Ca y bajo contenido en Mn (<2 mol %).

En areniscas fluviales la siderita (S1) tiene más del 99% de FeCO_3 y altos valores de Mn (3,9%) (Tabla 6.3), sugiriendo que el cemento de siderita ha precipitado en equilibrio con fluidos meteóricos, posiblemente cercanos a la superficie, en la interfase agua-sedimento, o en la zona freática. Mozley (1989); Morad et al. (1998); y Morad et al. (2000), sugieren que las sideritas con >90% de FeCO_3 y

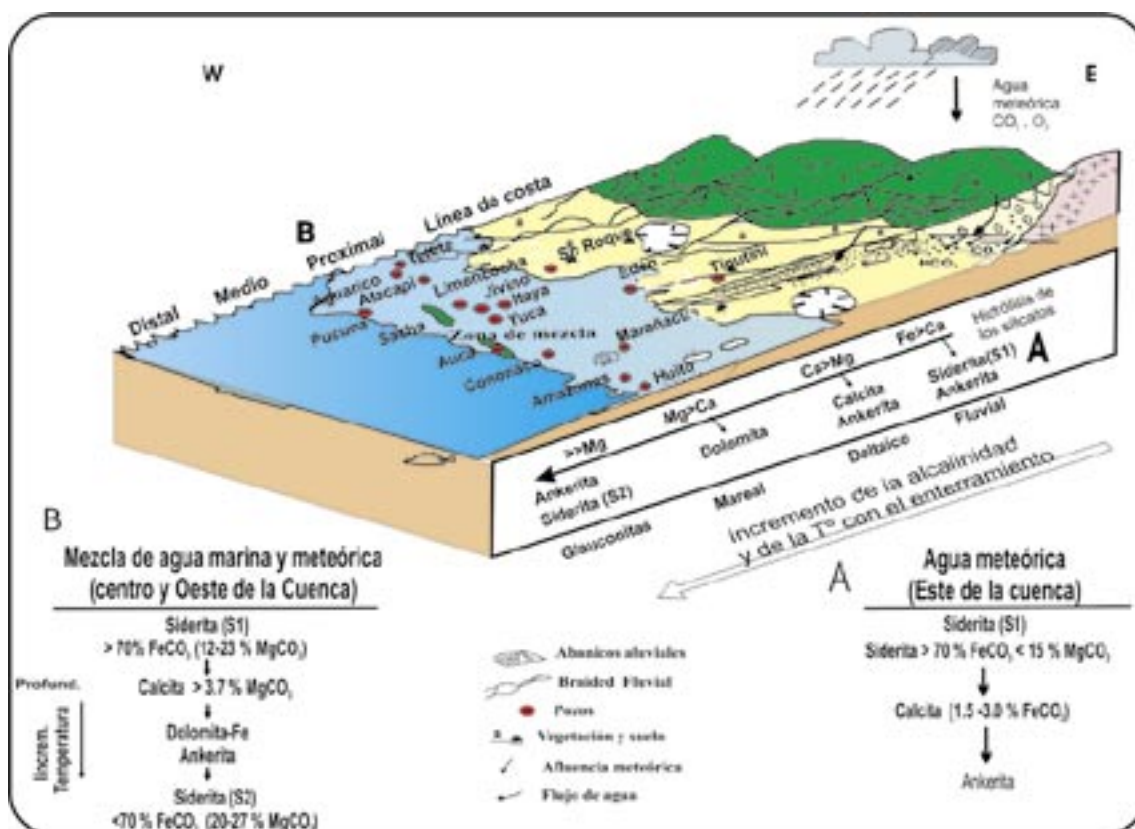


Fig. 6.28. Rasgos paleogeográficos y distribución de los cementos carbonáticos en las areniscas "U" y "T" de la Fm Napo. Basado en García et al. (1998).

con $>2\%$ MnCO_3 indican un proceso eogenético en un ambiente uvial. Sin embargo, sideritas más ricas en MnCO_3 fueron descritas por Rossi et al. (2001) en los reservorios de areniscas del Jurásico, localizados en el Western Desert de Egipto. Estos autores indican que el alto contenido en Mg y Ca fue consecuencia de mezcla de aguas meteóricas y marinas. Los finos cristales romboidales de la siderita (S1+S2) muestran una zonación química, soportando la hipótesis de que estos cementos se formaron por la precipitación de sucesivos cambios en el nivel del mar (White et al., 1995), posiblemente a partir de mezcla de uidos (Matsumoto y Iijima, 1981; Mozley, 1989; Pye et al., 1990; Moore et al., 1992).

La composición promedio del cemento de siderita S2 tiene sólo una pequeña diferencia con respecto a la siderita S1. La siderita S2 tiene un alto contenido en Fe y Mn en relación con S1. Los valores químicos del cemento de S2, con un alto contenido en Mg indican una composición de sideroplesita (5–30 % mol MgCO_3) (Tabla 6.3) (Deer et al., 1962; Marfil, 2001). El contenido en Mg podría estar relacionado con el enriquecimiento en ácidos orgánicos generados durante la mesodiagénesis (Smith y Ehrenberg, 1989; Morad et al., 2000), lo que también concuerda con los valores $\delta^{13}\text{C}$ más negativos que presentan estas muestras, indicando una mayor

contribución de carbono procedente de la descomposición de materia orgánica (Fig. 6.29). Asimismo, el incremento en la relación Mg/Fe en las aguas diagenéticas produjo la precipitación de siderita S2, que podría haberse formado por la precipitación previa de la siderita S1, combinado con el incremento de la reducción del Fe con el enterramiento (Berner, 1980; Canfield, 1989; Fisher y Knipe, 1998). Los valores bajos del volumen intergranular (19%) confirman que el origen de la siderita (S2) es post-compactación.

La siderita S1, precipitó en una fase diagenética temprana, donde el hierro procedería de la alteración de las micas e intraclastos arcillosos ricos en materia orgánica. Los valores menos negativos del $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ indican temperaturas más bajas (Fig. 6.29, Tabla 6.4). Sin embargo, aunque no se pudo separar siderita S1 de siderita S2 para los análisis, hay dos grupos de datos diferentes que posiblemente re ejen un origen meteórico para el cemento de siderita S1. Los datos para siderita S2 sugieren una mayor descomposición de la materia orgánica, asociado (valores más negativos en $\delta^{13}\text{C}$) al incremento de temperatura que se traduce en valores más negativos en $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6.29, Tabla 6.4). De hecho, en sistemas diagenéticos ricos en materia

orgánica, valores más negativos en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son interpretados como una evolución gradual en la composición de los isótopos durante el enterramiento (Irwin et al., 1977, Irwin 1980, Mozley y Carothers, 1992), aunque también pueden ser interpretados de orígenes diferentes, como la incursión del agua meteórica (Hudson, 1978; Prosser et al., 1993), la recristalización de los cementos carbonáticos a altas temperaturas (Morad y Eshete, 1990), al fraccionamiento Rayleigh relacionado con la precipitación de minerales diagenéticos tempranos (Irwin

et al., 1977; Mozley y Carothers, 1992) ó, a la oxidación de la materia orgánica en la zona de reducción de sulfatos (Morad y Eshete, 1990). Asimismo, se ha demostrado que la recristalización y el reemplazamiento de los carbonatos eogenéticos durante el enterramiento puede ocasionar el empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ (Morad y Eshete, 1990).

Observaciones petrográficas y mediante MEB muestran que la siderita S1 mantiene la textura original pero,

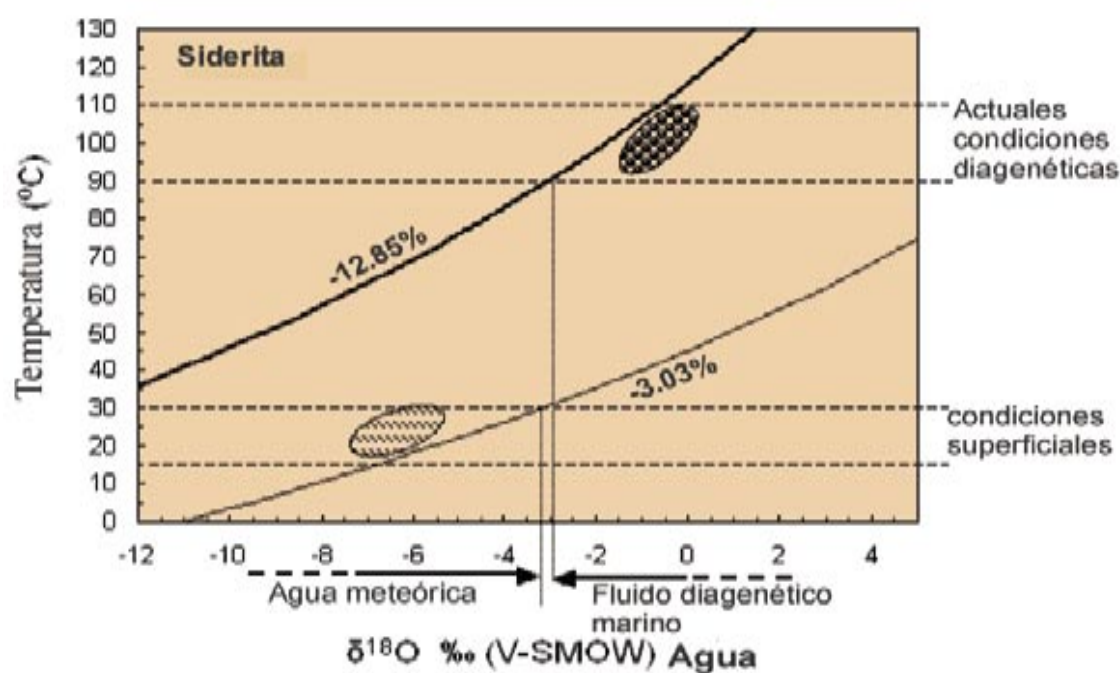


Fig. 6.29. Diagrama de la composición isotópica del cemento de siderita para las areniscas "U" y "T". Las curvas representan temperaturas teóricas de sideritas en equilibrio con aguas de diferente composición isotópica. Con objeto de no complicar la visualización sólo se han representado los valores máximos y mínimos. Para los cálculos se ha utilizado la ecuación de Carothers et al. (1988).

efectivamente, la mayor parte de los cristales de siderita S1 han sido remplazados por siderita S2. Sin embargo, siderita S2 podría haber precipitado como resultado de la descarboxilación térmica de la materia orgánica rica en Mg, a temperaturas entre 80-100°C, lo que es concordante con un mayor aporte de carbono pobre en $\delta^{13}\text{C}$ procedente de la materia orgánica. Estas temperaturas son ligeramente más bajas que las temperaturas de formación medidas en los registros de pozos y similar a las temperaturas en los reservorios cretácicos en el Mar del Norte (Mcaulay et al., 1993; Morad et al., 1998).

VI.4.5.2. Calcita

El cemento de calcita tiene un contenido de 1,6 mol % en MgCO_3 , con un volumen intergranular promedio de 24%. Este cemento en las areniscas “U” y “T” es post-cemento de cuarzo, sugiriendo una precipitación en una etapa mesogenética (Figs. 6.26A, 6.26C, 6.26E, 6.26F).

El cemento de calcita puede precipitar de fluidos meteóricos y marinos (Figs. 6.28, 6.30A). Los cementos de calcita que precipitan de agua marina o meteórica son relativamente puros (96,1 % mol de

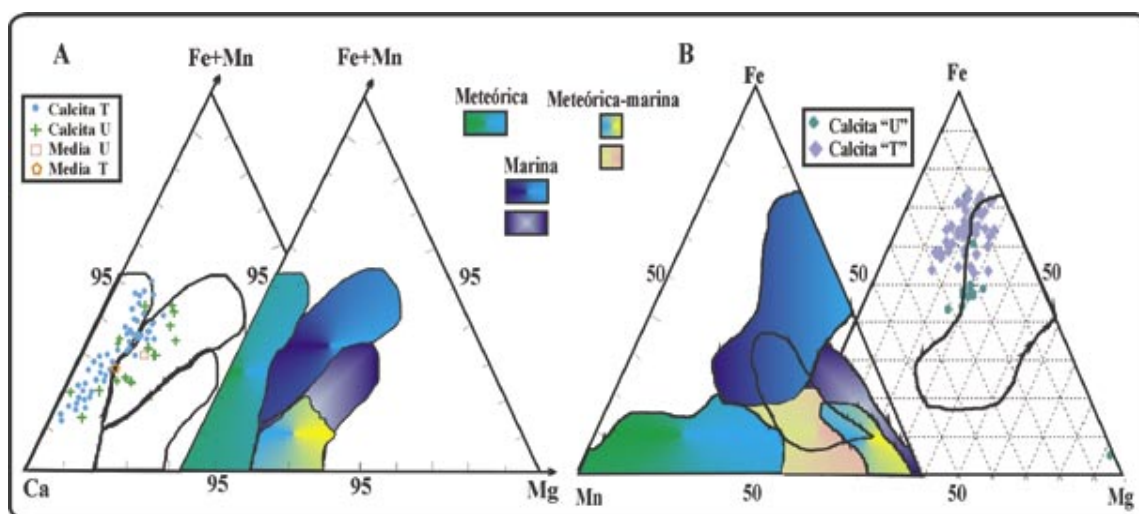


Fig. 6.30. Diagramas de la composición del cemento de calcita (mol %) de las areniscas “U” y “T”, según Lee and Boles (1996). Distinción de los campos composicionales, inferida al origen diagenético del cemento de calcita; A) Precipitación del cemento de calcita, principalmente de agua meteórica y marina; B) Cemento de calcita precipitado de aguas marinas. Muchas de las muestras están enriquecidas en Fe, sugiriendo que los fluidos no están relacionados con las aguas deposicionales.

CaCO_3) y el contenido en $\text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe CO}_3$ no excede el 5% mol, encontrándose dentro del rango que sugieren Boles y Ramseyer (1987), Ficher y Surdam (1988), Hayes y Boles (1993), y Lee y Boles (1996). Sin embargo, el diagrama triangular propuesto por Lee y Boles (1996) (Fig. 6.30B) indica que la mayoría de la calcita podría haber precipitado a partir de agua marina.

Los valores altos de Fe podrían estar relacionados con la alteración de las micas y glauconitas, y la expulsión por compactación del agua de las lutitas que se encuentra intercalada en las areniscas del reservorio. La fuente del calcio no está bien establecida pero ésta puede ser atribuida a las alteraciones de las plagioclasas (García et al., 1998), o a los minerales arcillosos que se encuentran intercaladas en las lutitas o limolitas.

Los valores bajos y variables del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del cemento de calcita (Figs. 6.25, 6.31, Tabla 6.4) sugieren que estos cementos fueron derivados de diferentes fuentes y precipitados a diferentes temperaturas y aguas diagenéticas ($<80^\circ\text{C}$). Los valores más negativos en carbono indican, al igual que ocurre con las sideritas S2, una asociación de altas temperaturas (valores más bajos en $\delta^{18}\text{O}$), con carbono procedente de la descomposición de la materia orgánica (valores más bajos en $\delta^{13}\text{C}$).

VI.4.5.3. Dolomita-Fe/ankerita

Los cementos de dolomita-Fe/ankerita, precipitaron post-cemento de cuarzo y post-compactación mecánica y química. Mediante microscopio óptico y BSE, se muestra que estos cementos reemplazaron a la siderita eogenética y a los cementos de cuarzo, y, en muchos casos, también a los feldespatos. La composición química de la dolomita y ankerita en las distintas facies deposicionales no muestran grandes diferencias. El alto contenido en Mg y Fe en las dos areniscas (“U” y “T”) sugiere que los cementos de dolomita-Fe/ankerita podrían precipitar de aguas salinas (Figs. 6.28, 6.32), y la fuente principal del Mg y Fe serían el agua del mar, los minerales arcillosos, los minerales ferromagnesianos y la oxidación de sulfuros (Curtis y Coleman, 1986). Esto podría justificar la presencia de la pirita y glauconita en las areniscas “U” y “T”. Aunque un control químico sobre la distribución de la siderita y la dolomita-Fe/ankerita ha sido sugerido por Matsumoto y Iijima (1981), Curtis y Coleman (1986). En nuestro caso, la presencia de estos cementos es constante en las areniscas continentales como marinas.

La zonación observada en la dolomita-Fe no muestra bordes de

corrosión. Esto implica que la composición química de los fluidos diagenéticos sufrió pequeñas fluctuaciones en la cantidad de Fe y Mg.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para la dolomita-Fe son negativos y se pueden relacionar con un amplio rango de temperaturas, debido al progresivo efecto diagenético por el enterramiento. Sin embargo, el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ tiene un rango más estrecho (Fig. 6.32, Tabla 6.4).

Estos valores confirman que la dolomita-Fe precipitó a partir de diferentes composición isotópica.

La variación en la composición isotópica de la precipitación de la dolomita en sedimentos ricos en materia orgánica está relativamente bien documentada (Irwin et al., 1977; Mozley y Burns, 1993).

Los valores isotópicos del oxígeno en todos los cementos dolomíticos varía

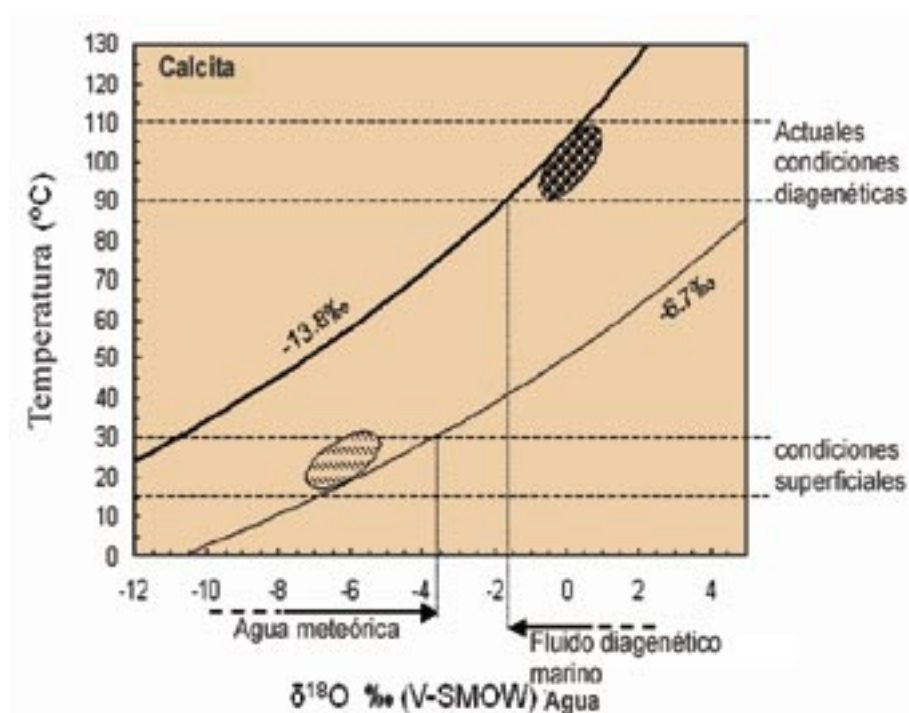


Fig. 6.31. Diagrama de la composición isotópica, temperatura vs oxígeno del cemento de calcita, en las areniscas “U” y “T”. Las curvas representan temperaturas teóricas de calcitas en equilibrio con aguas de diferente composición isotópica. Con objeto de no complicar la visualización solo se han representado los valores máximos y mínimos de $\delta^{18}\text{O}$. Para los cálculos se ha utilizado la ecuación de O’Neil et al. (1969).

entre -14,2 y -4,6‰, lo cual podría estar relacionado con la continua precipitación a altas temperaturas y profundidades de enterramiento (Fig. 6.32).

La variación en la composición isotópica del carbono de los diferentes cementos carbonáticos sugiere que la relación de oxidación de la materia orgánica podría controlar la mineralogía de estos cementos. Así, La alta relación en la oxidación del carbono orgánico está a favor de la precipitación de la dolomita-Fe, y la

baja oxidación, a favor de la precipitación de cementos de calcita o siderita (Mozley y Burns, 1993).

VI.4.6. Agua de formación

Para confirmar que las fases minerales estudiadas están en equilibrio isotópico con el agua intersticial, se han analizado las aguas de formación procedentes de diversos sondeos (Tabla 6.5).

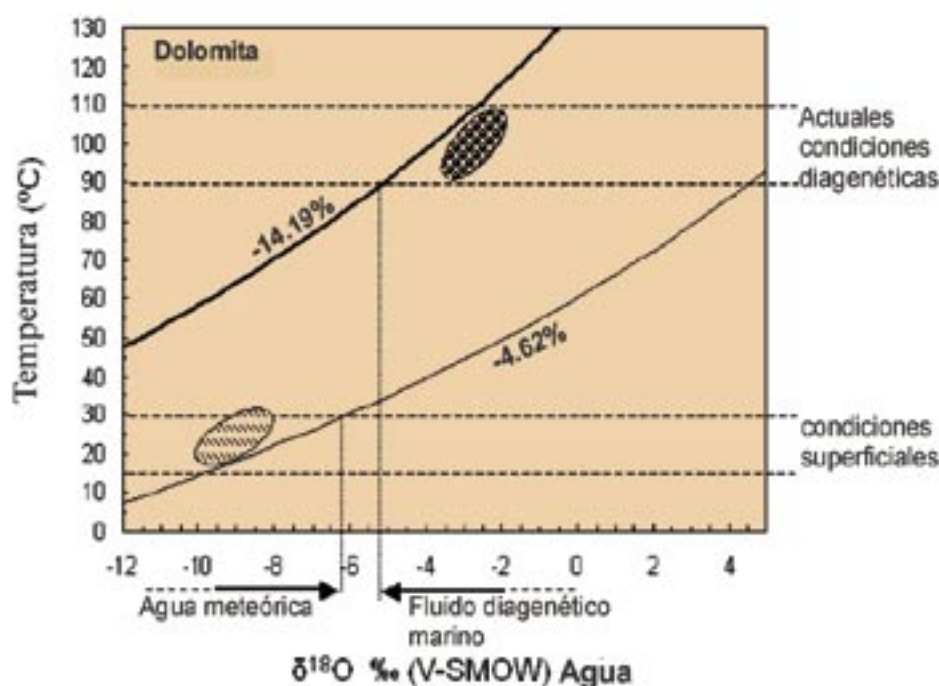


Fig. 6.32. Diagrama de composición isotópica, temperatura vs oxígeno, del cemento de dolomita para las areniscas “U” y “T”. Para los cálculos se ha utilizado la ecuación de Irwin et al. (1977) que relaciona el fraccionamiento isotópico de la temperatura para el sistema dolomita-agua.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua se alejan de las típicas de aguas meteóricas MWL (Meteoric Water Line; Graig, 1961) o marinas. Sin embargo, si únicamente se consideran los valores $\delta^{18}\text{O}$ que varían entre -0,7 y -2,34‰, (Figs. 6.33, 6.34, Tabla 6.5), estos valores son cercanos a 0‰ (V-SMOW), donde el origen de los

Muestras	Arenisca		DIC $\delta^{13}\text{C}$ ‰ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (V-SMOW)	δD ‰ (V-SMOW)
	"U"	"T"			
YUCA-9	X		2,97	-0,7	-30,61
SACHA-77	X		-4,11	-2,35	-54,04
CONONACO-16	X		-3,9	-0,14	-30,31
YUCA-8		X	-3,89	-1,83	-30,88
AUCA-4		X	-4,54	-1,03	-28,8

Tabla 6.5 Análisis de las aguas de formación. Composición de los isótopos del carbono, oxígeno e hidrógeno, para las areniscas "U" y "T".

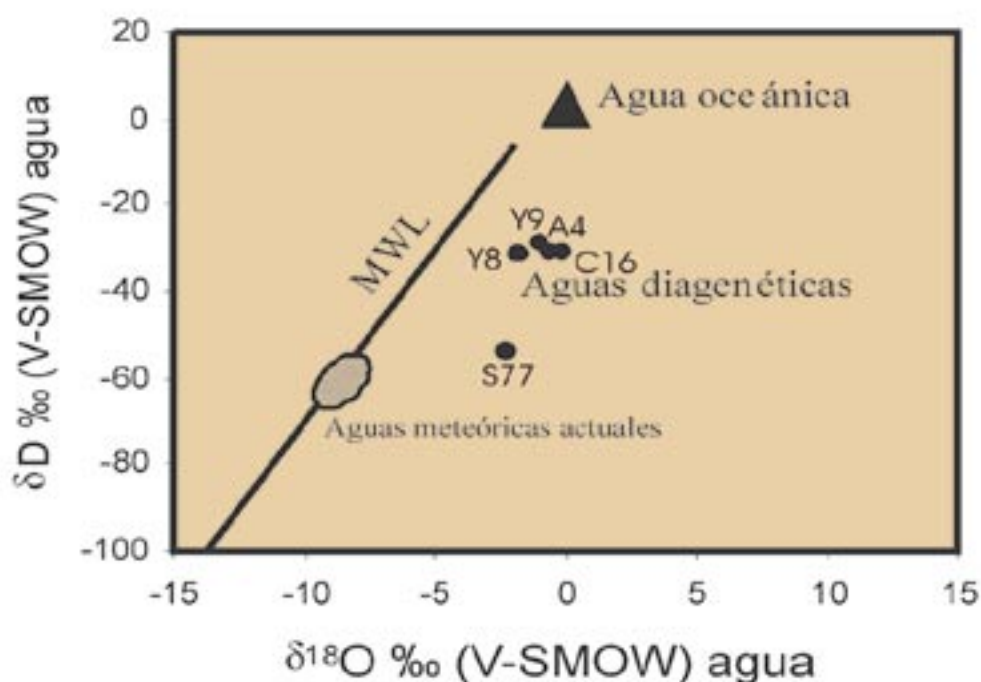


Fig. 6.33 Composición isotópica de las aguas intersticiales procedentes de las formaciones estudiadas "U" y "T". Como referencia se han representado la composición isotópica del agua oceánica y las aguas meteóricas actuales.

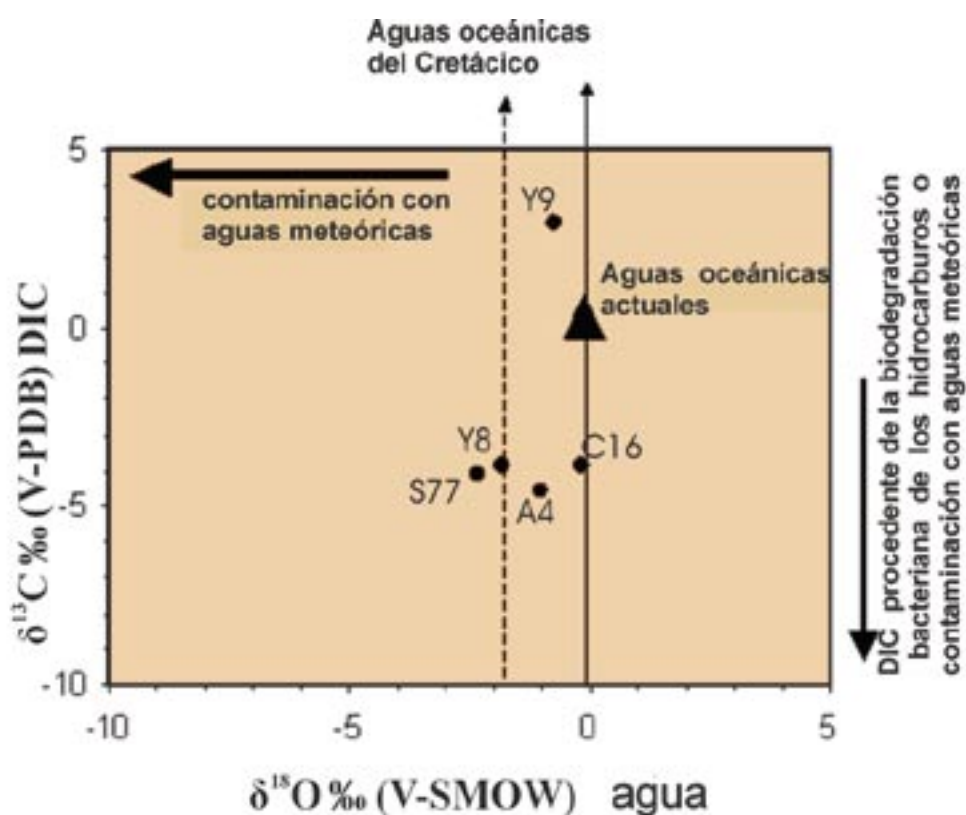


Fig. 6.34. Valores de DIC (Disolved Inorganic Carbon). El DIC de las aguas oceánicas actuales tiene valores próximos a 0‰ (V-PDB). La presencia de valores algo más negativos podría estar relacionada con aportes de aguas meteóricas o con procesos de oxidación de la materia orgánica (cuyo valor suele estar comprendido entre -25 y -30‰ vs. V-PDB).

uidos parece ser mayoritariamente marino (con un hidrógeno modificado) o con una mezclas de aguas marinas y meteóricas, mientras que los valores del hidrógeno posiblemente estén afectados por la génesis de los filosilicatos o por el aporte de hidrógeno, muy negativos, procedentes de los hidrocarburos. Asimismo, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían de -3 a -4,5‰ (V-PDB) y

podrían estar relacionados con una zona de mezcla o bien con pequeños aportes de carbono negativo, lo que sugiere una biodegradación del petróleo. Estos valores son concordantes con un grupo importante de carbonatos que presentan valores $\delta^{13}\text{C}$ próximos a -4‰. Por otra parte, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas indican un equilibrio de los carbonatos de valores más negativos

con las temperaturas medidas en dichos sondeos.

VI.4.7. Evolución de la porosidad

VI.4.7.1. Porosidad primaria

Como ya se ha indicado en el apartado VI.2.1, la composición de las areniscas “U” y “T”, sólo se diferencia por tener la arenisca “U” menor contenido en matriz arcillosa y feldespatos, con relación a la arenisca “T”. Los demás aspectos composicionales y texturales de las dos areniscas son muy similares.

La porosidad primaria de la arenisca “U”, en base a los análisis modales, oscila entre 5,7 y 16%, y la porosidad secundaria entre 2 y 11%, llegando alcanzar en algunos casos hasta un 23% de porosidad total (porosidad primaria más porosidad secundaria). Asimismo, para la arenisca “T” la porosidad primaria varía entre 9 y 17%, y la secundaria entre 1 y 7%, llegando alcanzar hasta un 20% de la porosidad total. La porosidad primaria en las dos formaciones se caracteriza por ser intergranular (Fig. 6.35A hasta 6.35D).

Los principales factores que afectan a la reducción de la porosidad

son: la cementación de cuarzo, el cemento carbonático y la presencia del caolín rellenando los poros, y en menor escala la compactación. No se ha llegado a establecer ninguna diferencia entre los parámetros de la porosidad con relación al ambiente de sedimentación, la única diferencia menor es con relación al tamaño de los granos. En la tablas 6.1 y 6.2 se tiene una relación con respecto al tamaño de los granos y su selección.

VI.4.7.2. Porosidad secundaria.

La porosidad secundaria en las rocas clásticas se puede formar por la disolución parcial o total de los granos después de su sedimentación (Helad y Larese, 1973; Hayes y Wilson, 1976), por la disolución de los cementos autigénicos (McBride, 1977), o por ambos.

Se ha analizado la porosidad secundaria para las dos areniscas (“U” y “T”) utilizando el criterio de Schmith y Mcdonald (1979). Texturalmente se ha encontrado porosidad intergranular de poros agrandados por disolución del cemento de carbonáticos y feldespatos (Figs. 6.35E, 6.35F). Aunque en menor porcentaje, también se encuentran en las dos areniscas poros secundarios formados por fracturas entre los granos y porosidad secundaria

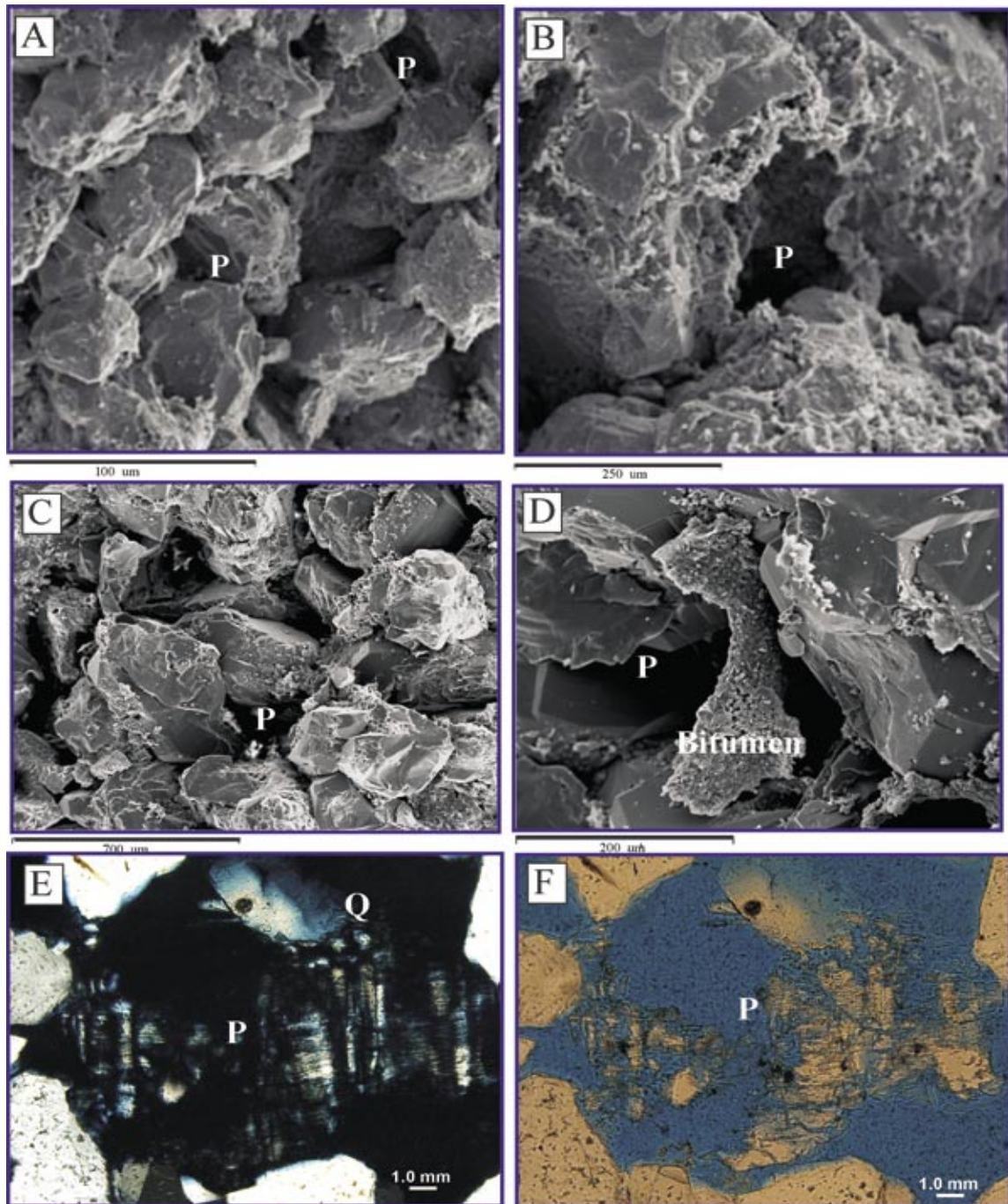


Fig. 6.35. (A-D) Fotografías mediante MEB del aspecto de la porosidad principalmente primaria y de los residuos de las películas de bitumen; E y F) Fotografías mediante microscopio petrográfico con nícoles cruzados y paralelos de la porosidad secundaria intra-granular relacionada con la disolución de un feldespato. El sobrecrecimiento de cuarzo parece anterior a la disolución.

intra-constituyente, fundamentalmente en los feldespatos.

El origen de la porosidad secundaria, está apoyado por lo siguiente: 1) En la disolución de los feldespatos y carbonatos, siempre se preservan restos de los mismos; 2) La mayoría de los poros presentan bordes corroídos, afectando, en ocasiones, tanto a los granos detríticos como a los cementos; 3) Los poros presentan formas irregulares, estando presentes poros agrandados.

VI.4.7.3. Distribución de la porosidad frente a la profundidad

En la Figura (6.36) se muestra una gráfica que relaciona la porosidad total con la profundidad. Existen dos intervalos de profundidades: el primero, donde se encuentran sólo muestras de la arenisca "U", a profundidades de 7.100-7.500 pies (2.164-2.286 m); y el segundo, que corresponde a muestras de las dos areniscas, a profundidades entre 9.000- 10.00 pies (2.43-3.79 m). Como se puede observar, a la profundidad de 7.100-7.500 pie no hay un criterio para relacionar la porosidad con la profundidad, ya que a esta profundidad la porosidad varía entre 17 y 23%. Sin embargo, a la profundidad de 9.000-10.100

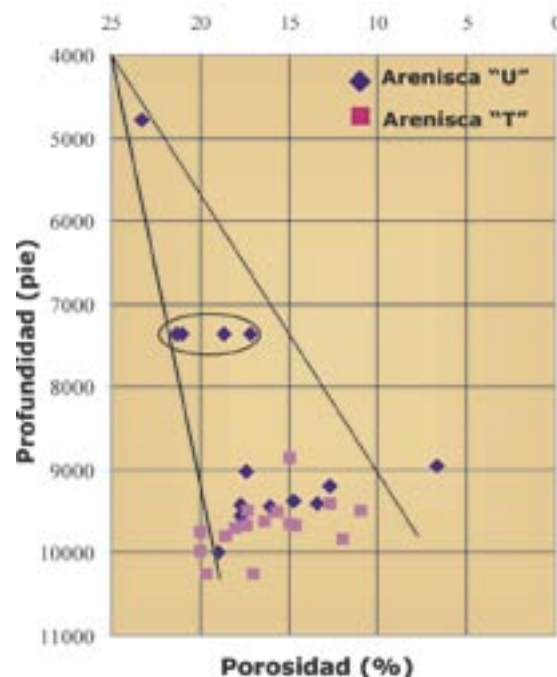


Fig. 6.36. Relación de la profundidad con la porosidad, en las areniscas estudiadas, denotando un ligero incremento de la porosidad con la profundidad

pies, parece que a medida que aumenta la profundidad hay un ligero incremento de la porosidad (desde 11 a 20%). Esto podría corroborar que, a ésta profundidad, donde se encuentra el reservorio principal, es donde se genera mayor porosidad por disolución de los feldespatos y cementos. Además, este comportamiento o distribución de la porosidad podría estar relacionado con la mayor o menor cantidad de matriz, dado que cuando existe mayor contenido en matriz la porosidad tiende a ser menor y viceversa.

VI.4.8. Compactación mecánica y química (Wilson et al., 1994).

Estos procesos diagenéticos se han observado en todas las muestras estudiadas. La compactación mecánica queda reflejada por la deformación y/o rotura que sufren componentes tales como las micas y los cantos blandos arcillosos. La compactación química, que origina disolución por presión, se manifiesta por la existencia de contactos largos y cóncavos-convexos. En ocasiones, incluso, se llegan a observar contactos microestilolíticos entre granos.

VI.4.9. Relación entre la compactación y la cementación

La cementación es aquella que involucra la precipitación de nuevos minerales en los poros de la roca. Esto incluye tanto a los poros intergranulares como intragranulares. Dentro de esta distribución espacial los cementos se pueden catalogar en dos grupos, aquellos que se encuentran en forma de “cementos rim” de clorita, las sideritas lenticulares, las piritas euhedrales y tempranas y los cementos de cuarzos, y aquellos cementos que se encuentran ocluidos en los poros, como el resto de los cementos carbonáticos

En las areniscas “U” y “T” los “clay rim” de clorita se encuentra en muy bajos porcentajes, no sobrepasan el 3%. Solamente en el pozo Yuca-2, en la arenisca “T”, el porcentaje de clorita llega a ser del 4%. El sobrecrecimiento de cuarzo es el parámetro de mayor importancia para la pérdida de porosidad en estas areniscas.

El diagrama propuesto por Housknech (1987, Fig. 6.37), indica la baja incidencia de la compactación en relación a la pérdida de porosidad por cementación en las areniscas “U” y “T”. El 99% de los datos, se encuentran en la parte superior derecha, y muestran una significativa reducción del volumen intergranular por procesos de cementación. Los valores promedio para todos los datos es del 35% del volumen intergranular y 25% de cemento (Tablas 6.1 y 6.2). Asumiendo que la porosidad original promedio fue del 40%, se tiene que el 12.5% de la porosidad original se ha destruido por procesos de compactación ($= 40\text{-volumen intergranular}/40 \times 100$) y el 63% se ha destruido por procesos de cementación ($= \text{cemento}/40 \times 100$), dejando una porosidad intergranular para las muestras analizadas del 10% ($= \text{volumen intergranular} - \text{cemento}$).

El diagrama propuesto por

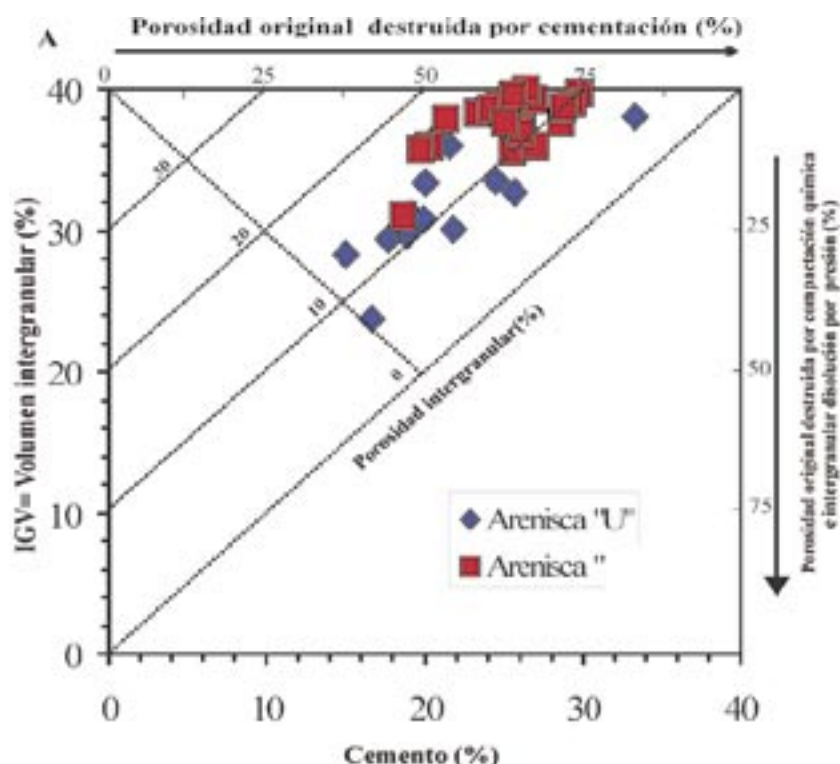


Fig. 6.37 Relación entre el volumen intergranular (IGV) y el volumen de cemento, según Houseknecht (1987), para las areniscas "U" y "T". El diagrama indica que la porosidad original de las areniscas fue destruida por cementación, y la porosidad intergranular oscila entre 2 y 18%.

Lundegard (1992), para evaluar procesos de pérdida de porosidad por compactación y cementación (Fig. 6.38), presenta una relación más real. En este diagrama, algunas de las muestras se encuentran en el campo relacionado con la pérdida de porosidad por compactación, y los valores de la porosidad intergranular se encuentra alrededor del 25%.

El alto valor del IGV sugiere que la cementación por cuarzo tuvo lugar a profundidad de enterramiento somera, donde se podría liberar cerca del 5% de cemento de cuarzo y el volumen de este cemento precipitado para la profundidad en que se encuentran la Formación, estaría entre 5 y 10% (Paxton et al., 2002). Asimismo, la relación entre el cemento de cuarzo y la pérdida de sílice por compactación química

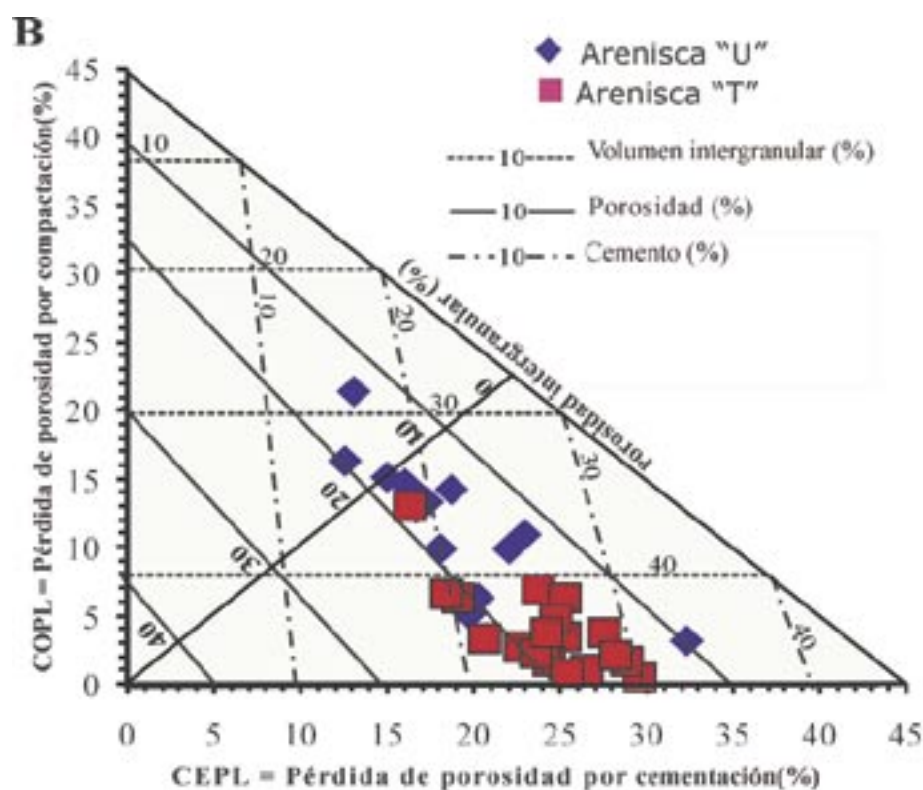


Fig. 6.38 Relación entre la pérdida de porosidad por compactación (COPL) y la pérdida de porosidad por cementación (CEPL), según Lundergard (1992). Este gráfico asume como porosidad inicial el 45%. El diagrama indica que la pérdida original de la porosidad es debida a la cementación, aunque algunas muestras se encuentran en el área de pérdida de porosidad por compactación. La porosidad intergranular oscila entre el 10 y el 30%. Este diagrama presenta datos más realistas comparados con los resultados del diagrama propuesto por Houseknecht (1987).

indica que la mayor parte de la sílice es importada (Houseknecht, 1987; Paxton et al., 2002) lo que se corrobora por los escasos contactos de disolución por presión en todas las muestras analizadas. La fuente

principal para la sílice provendría de la alteración de los feldespatos a caolín y su reemplazamiento por calcita, y sobre todo por dolomita y siderita como se ha observado al MEB.

VI.5. Discusión sobre la secuencia diagenética

Los procesos diagenéticos en la Fm Napo del Cretácico indican que los reservorios de las areniscas “U” y “T” han sufrido varios cambios durante la historia de enterramiento (Figs. 6.39, 6.40). A pesar de la complejidad que implica la interpretación de los cementos, debido a la presencia de múltiples generaciones y a posteriores disoluciones, los cementos diagenéticos pueden proporcionar importante información en lo que se refiere a la evolución geoquímica que involucra al agua en los poros de la roca. (Morad, 1998). Las etapas eodiagenéticas, mesodiagenéticas inmadura, semi-madura y madura son los utilizados en por Schmidt y McDonald (1979), modificado por Morad et al., (2000).

La integración de la diagénesis y la secuencia estratigráfica, permite desarrollar modelos conceptuales para la distribución de las alteraciones diagenéticas. Esto contribuye al entendimiento y predicción de la calidad en las areniscas reservorios. Debido a la distribución de las muestras analizadas en este estudio, y una vez relacionadas con la secuencia estratigráfica realizada en la Figura 6.39, se ha llegado

a determinar tres fases estratigráficas principales: 1) Arenisca uviales relacionadas con la máxima caída del nivel del mar “lowstand system tract” (LST); 2) Areniscas uviales y los valles incisos; 3) Areniscas relacionadas con los límites de marea alta “Highstand system tract” (HST) y los sistemas transgresivos “transgressive system tract” (TST).

Durante la eodiagénesis, en las facies someras de agua marinas, se formó el clay rim de clorita y su posible precursor bertierina, a una temperatura inferior a 70°C (Morad et., 2000). La clorita que es más abundante en las areniscas uviales y en los valles incisos (LST), se pudo haber formado por los posibles efectos de las aguas marinas. Asimismo, en esta etapa los coating ferruginosos se encuentran alrededor de los granos detríticos del cuarzo. Estos minerales óxidos de Fe se presentan en mayor proporción en las areniscas uviales con influencia de marea (HST).

Los feldespatos-K son los que se encuentran en mayor porcentaje y mejor preservados con relación a la plagioclasa, con un porcentaje ligeramente más alto en las areniscas uviales (LST) y en los valles incisos.

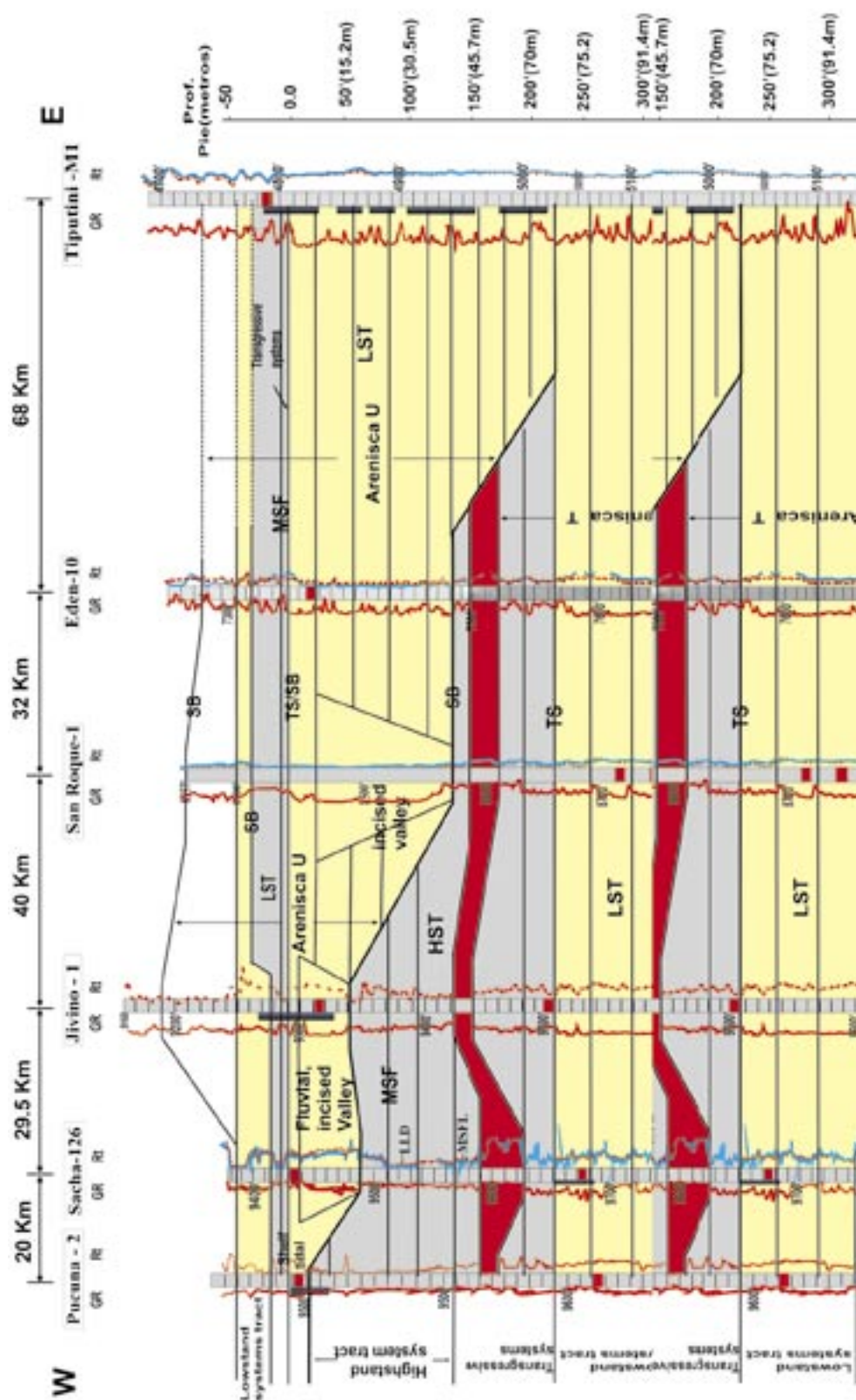


Fig. 6.39. Sección estratigráfica, con dirección Oeste -Este, de los intervalos estudiados, para las areniscas "U" y "T". Se muestra la correlación entre los pozos, Highstand systems tract (HST), Transgressive systems tract (TS), lowstand systems tract (LST), Sequence boundary (SB), Maximum flow surface (MSF).

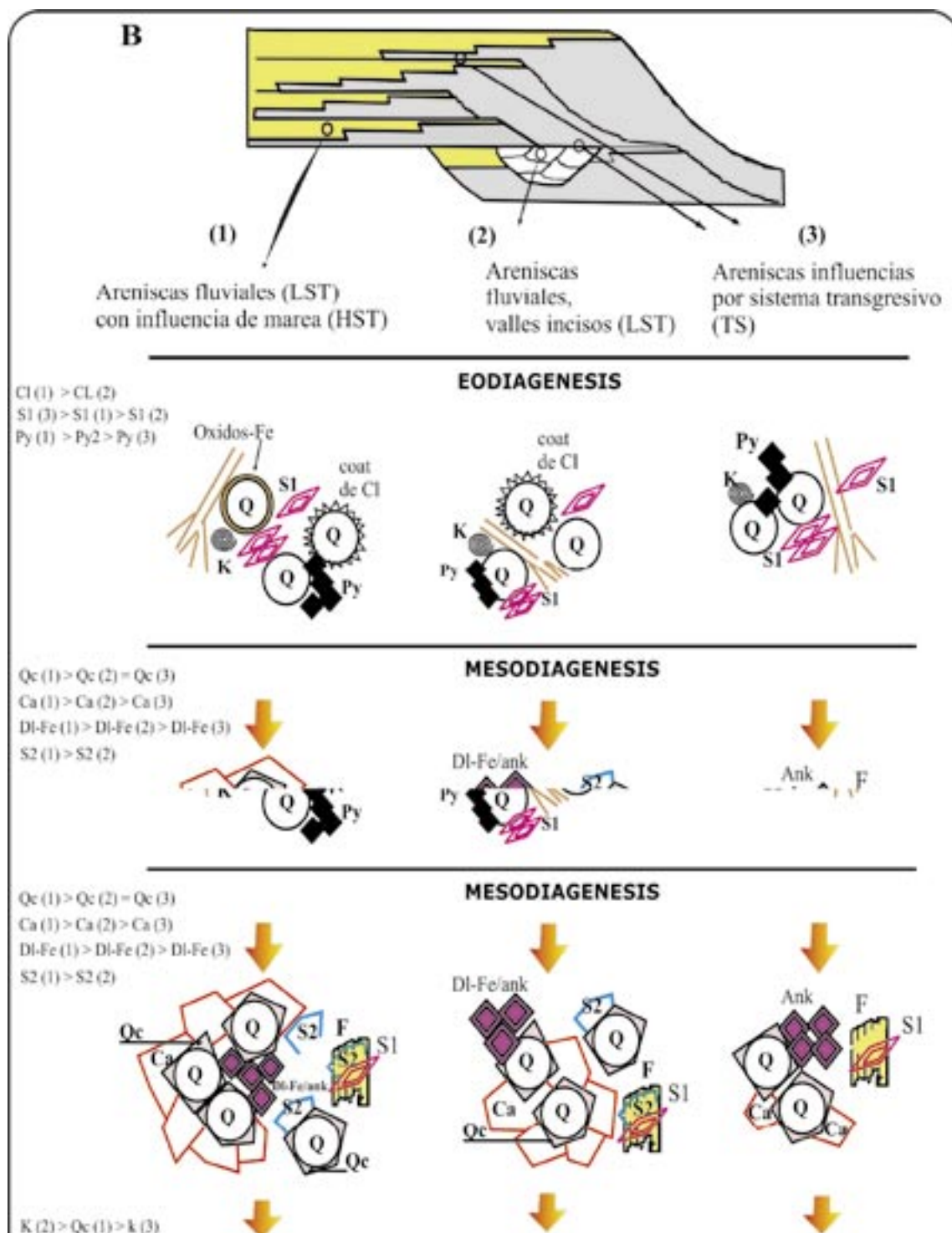


Fig. 6.40. Esquema que resume los diferentes efectos diagenéticos dentro de las areniscas "U" y "T", y su relación con la estratigrafía secuencial y profundidad de enterramiento.

Durante ésta etapa temprana la siderita romboidal S1 se formó en todos los ambientes, pero con mayor incidencia en los ambientes uviales asociados a los límites de mareas (HST, MSF, TS). La precipitación de la siderita eodiagenética, se desarrolla en zonas ricas en hierro, en sistemas parcialmente reductores con una mínima influencia marina (Taylor et al., 2000). Este cemento se encuentra reemplazando a feldespatos y a muchos componentes arcillosos (cantos blandos).

La caolinita temprana se encuentra en porcentajes bajos y en todos los ambientes, pudiendo haber precipitado en aquellas zonas donde existió un pH bajo y baja concentración iónica en las aguas (Worden y Burley, 2003).

La pirita framboidal también precipitó en la fase eodiagenética y se encuentra en todos los ambientes. En las areniscas uviales y relacionadas con la zona de transgresión, es donde su porcentaje es más alto. Esto se debe a que durante la transgresión y la formación de los límites de parasecuencia (arena-lutita) los sulfatos ricos en materia orgánica disueltos en el agua del mar, influenciados por los nutrientes, fueron reducidos a sulfuros durante la alteración bacteriana de la materia orgánica (Morad et al., 2000, Ketzer et al., 2003).

La alteración en la mesodiagénesis estuvo mayoritariamente controlada por el incremento en la temperatura y la composición diagenética de los fluidos. En la fase inmadura la compactación mecánica afectó a los intraclastos arcillosos, micas y granos de glauconitas. En la etapa semi-madura empezó la precipitación del cemento de cuarzo, en todos los ambientes deposicionales. Asimismo, comienza la distribución y los procesos moderados de compactación química.

El cemento de calcita, posterior al cemento de cuarzo, se encuentra escasamente en todos los ambientes, pero es en la secuencia estratigráfica de marea baja (LST) donde se tiene mayor representación (21% en el pozo Marañacu-1). Este cemento pudo haber precipitado por: 1) La contribución de las aguas meteóricas percolantes en los poros de la roca. En este caso los análisis de los isótopos estables para la calcita corroboran el tipo de fluido meteórico, y 2) Por la permanencia del mar sobre los reservorios de las areniscas “U” y “T”, que podría haber favorecido la infiltración del agua del mar en las formaciones, produciendo una mezcla del agua marina con aguas meteóricas.

La siderita S2, y la dolomita-Fe/ankerita, se encuentran en todos los

ambientes en las dos areniscas, pero donde tienen mayor incidencia es en las areniscas uviales con influencia de marea (LST, HST), cerca de las zonas transgresivas (TST), y en los valles incisos (LST). El crecimiento de estos carbonatos podría deberse al prolongado tiempo de permanencia en que las areniscas han estado, bajo una misma condición geoquímica, como consecuencia de la baja tasa de sedimentación. Asimismo, se ha detectado que la dolomita tiende a formarse durante los periodos de transgresión, cercana a la línea de costa (TST) con baja influencia de olas (Ketzer, 2002),

La precipitación del caolín en la etapa diagenética es post-cemento de cuarzo. Se encuentra en forma masiva (vermiforme) rellenando los poros primarios y secundarios de la roca. Asimismo, se formó como un reemplazamiento pseudomórfico de los feldespatos alterados.

Durante la etapa madura, a la máxima profundidad de enterramiento y relacionado con la descarboxilación de la materia orgánica (Smith y McDonald, 1979), los cementos de siderita (S1+S2), calcita y dolomita-Fe fueron parcialmente disueltos produciendo porosidad secundaria (P2). Estos eventos de disolución coincidieron con la entrada del hidrocarburo en la

cuenca en el Mioceno, hace 8Ma (Debra, 2001; Dashwood y Abbotts, 1990). Los cementos de pirita y pirrotina fueron los últimos cementos en precipitar. Asimismo, la diagénesis más profunda puede estar asociada con la reducción de la hematites en presencia del hidrocarburo en la cuenca, como se ha observado en otros almacenes de petróleo (Marfil et al., 1997).

VI.6. Composición mineralógica de las lutitas

Las lutitas estudiadas de la Formación Napo se encuentran intercaladas en las areniscas “U” y “T”. El estudio mineralógico de la roca total de las lutitas, realizado por difracción de rayos X y mediante microscopio electrónico de barrido, indica que estas lutitas están constituidas principalmente por cuarzo y filosilicatos (Tabla 6.6, Figs. 6.41A-F, 6.42A-F, Anexos 6.9 a 6.11).

Al microscopio petrográfico las lutitas presentan un contacto neto con capas de areniscas (Fig. 6.41A). Asimismo, se observan finas intercalaciones de granos de cuarzo entre las lutitas, abundantes granos de glauconita y calcita (Figs. 6.41A hasta 6.41C). En la Fig. 6.41D

se puede observar la inclinación de las capas de arcillas con respecto al plano horizontal, con intercalaciones de calcita. Además, en las muestras estudiadas al microscopio petrográfico se ha detectado presencia de pequeños microorganismo (equinodermos?), que denotan su origen marino (Fig. 6.41E).

Mediante el microscopio electrónico de barrido, se ha encontrado bitumen residual, incluido en niveles paralelos a las laminaciones de las arcillas, con espesores de 10 a 15 μm (Fig. 6.41F). con una dirección preferencial a las microcapas de las lutitas en algunos casos y ocluido en otros (Fig. 6.42A, 6.42B). también se observan feldespatos transformados a caolín y posteriormente

a illita (Fig. 6.42C) En todas las muestras de lutitas, la illita laminar detrítica se encuentra rodeando los granos cuarzo y su sobrecrecimiento. La siderita, está presente en la mayoría de los niveles arcillosos, con forma subhedral, de 5 a 10 μm (Fig. 6.42D). También son frecuentes los agregados globulares compuestos por pirita framboidal (Fig. 6.42E) así como óxidos de titanio (Fig. 6.42F).

Los análisis de los niveles lutíticos, realizados mediante EDAX, han puesto de manifiesto contenidos altos en Si y Al y moderados de K, Ca, Mg y Ti. En ocasiones, como consecuencia de la presencia de abundantes piritas y sideritas, los contenidos en S, C y Fe son muy elevados.

		FILOSILICATOS										
	nombre muestra	Prof. pies	Prof. metros	Illita %	Kaol %	Cl %	T. Filos. %	Cuarzo %	Ftos %	Siderita %	Pirita %	SUMA %
Jivino-1	SH-JV1	9500	2895,6	5,4	19,3	33,3	58,0	1,8	1,1	38,6	0,5	100
Jivino-1	SH-JV12	9504	2896,8	0,4	0,7	0,0	1,2	98,2	0,7	0,0	0,0	100
Limonc-9	SH-LM91	9435	2875,7	0,4	0,9	0,0	1,3	73,7	1,8	23,2	0,0	100
Limonc-9	SH-LM9	9477	2888,5	40,0	2,6	0,0	42,6	52,8	2,8	0,0	1,8	100
Jivino-1	SH-J31	9491	2892,8	1,8	5,7	0,0	7,5	92,9	0,1	0,0	0,0	101
Jivino-1	SH-J13	9495	2894,0	34,0	3,4	10,3	47,6	51,2	0,4	0,0	0,2	99

Tabla 6.6. Análisis de difracción de rayos X de roca total de las lutitas de la Fm Napo ("U" y "T").

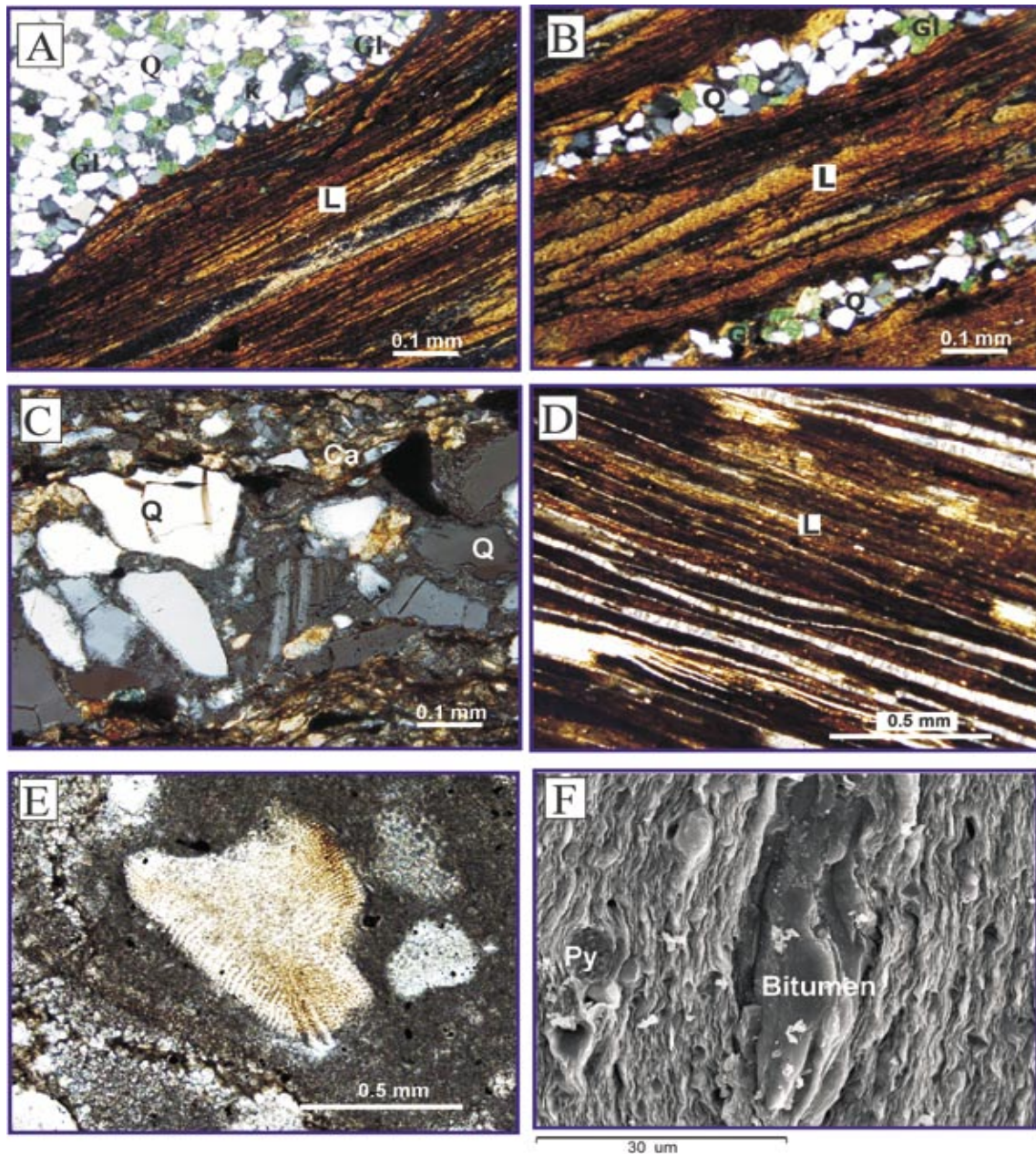


Fig. 6.41. (A-E) Fotografías mediante el microscopio óptico (nícoles cruzados) de aspectos texturales y composicionales de las lutitas intercaladas en las areniscas “U” y “T”; A y B) Contactos netos entre las microcapas de arcilla y los granos de cuarzo y glauconita intercalados; C) Nivel arenoso intercalado entre las arcillas, compuesto por cuarzo, feldespatos y calcita; D) Dirección de las capas de arcillas bituminosas mostrando cierto ángulo referente al plano horizontal; E) Fragmentos de equinodermos y microorganismos englobados en las arcillas; F) Fotografía al MEB mostrando bitumen residual, intercalado en las capas de arcillas.

De acuerdo con los análisis de difracción de rayos X (Tabla 6.6), la ilita se encuentra en porcentajes muy altos en las lutitas, llegando a alcanzar hasta un 40% en el pozo Limoncocha-9. El caolín presente en todas las muestras, tiene un valor de 19% en el pozo Jivino-1. La clorita se encuentra sólo en el pozo Jivino-1 y su contenido aumenta a mayor profundidad (10-33%). La siderita se encuentra en grandes proporciones en dos muestras analizadas, con un porcentaje de 23% en el pozo Limoncocha-9 y 39% en el pozo Jivino-1. El contenido en feldespatos en las muestras de lutitas es pobre, llegando a alcanzar valores de 2,8%. El contenido en pirita varía de indicios a un 2% en el pozo Limoncocha-9.

VI.6.1. Microfábrica.

Las arcillas tienen las láminas finamente rizadas y presentan orientación preferente (Figs. 6.42B; 6.42D; 6.42F), como consecuencia de la compactación mecánica. Los clastos de cuarzo se adaptan a las láminas de arcillas. En todas las lutitas la siderita forma micronódulos de 5 a 10 μm de diámetro (Fig. 6.42E).

Se conoce (Espitalié et al., 1980, Tannenbaum et al., 1986) que las propiedades catalíticas y absorbentes de las arcillas afectan la migración así como el tipo y la calidad de petróleo acumulado. Como ya se ha indicado, la composición de las lutitas estudiadas está formada por una mezcla de caolinita, ilita y clorita, existiendo pequeñísimas cantidades de ilita fibrosas autigénica.

Los intervalos de lutitas tienen un alto contenido en cuarzo, lo cual favorece que el petróleo que se encuentra en los niveles arcillosos, pueda ser expulsados a niveles más arenosos (Bordenave, 1993; Marfil et al., 1997). Las condiciones geoquímicas de sedimentación y diagénesis de las lutitas, entre reductoras y subóxicas, provocó la formación de los framboides de pirita (Fisher y Hudson, 1987).

El estudio de la microfábrica, indica que, a pesar de la escasa microporosidad, existe una microrred de poros interconectados que actualmente se encuentran en parte rellenos de bitumen. O'Brien et al. (1994) consideran que los niveles de granos aleuríticos y arenosos intercalados actúan de conducciones de distribución, facilitando la migración del petróleo a los niveles arenosos.

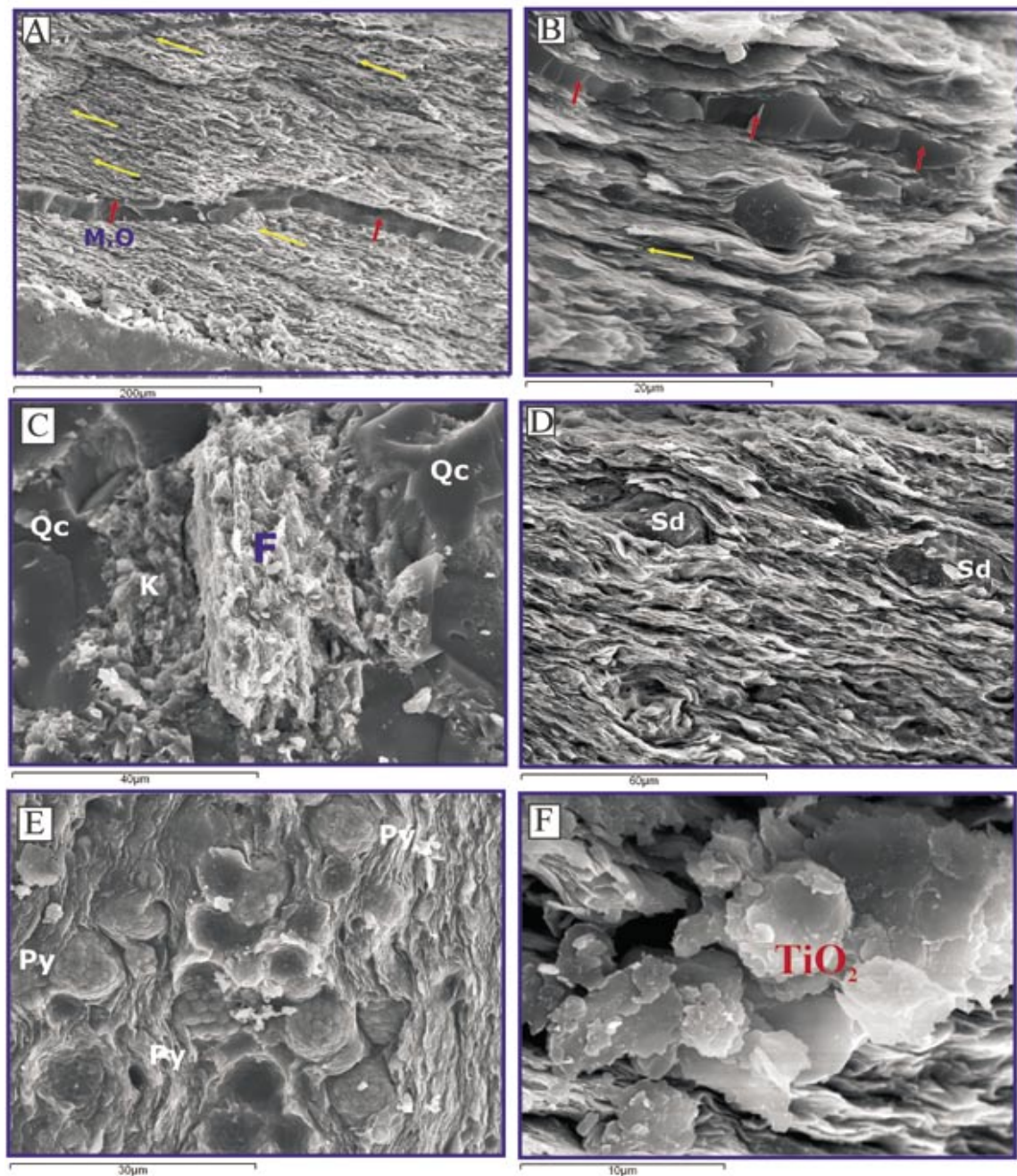


Fig. 6.42. (A-F) Fotografías al MEB mostrando aspectos de las microfábricas de las lutitas bituminosa; A y B) Detalle de los niveles de bitumen que en ocasiones cortan la laminación paralelas de las arcillas; C) Detalle de la intensa alteración de los feldespatos a minerales de arcillas; D) Siderita (Sd) neoformándose entre las finas capas de las arcillas; E) Agregados de piritas framboidales entre la laminación arcillosa; F) Presencia de abundantes óxidos de titanio entre las láminas de arcillas.

Capítulo VII

Generación de hidrocarburos y modelización térmica de la Cuenca Oriente

VII GENERACIÓN DE HIDROCARBUROS Y MODELIZACIÓN TÉRMICA EN LA CUENCA ORIENTE

VII.1. La materia orgánica de la Formación Napo

En la Cuenca del Oriente se han realizado diversos estudios para establecer la naturaleza de la roca madre. Así, Lozada et al. (1985); Rivadeneira (1986); Dashwood y Abbots (1990) sugieren que las zonas ricas en materia orgánica que se encuentran en la Formación Napo han sido consideradas como la fuente de casi todos los hidrocarburos en la Cuenca Oriente, aunque las correlaciones del petróleo con respecto a la roca madre están aún pobremente documentadas.

Rivadeneira (1986) sugiere que las lutitas que se encuentran en el Jurásico Inferior al Sur el Ecuador y Norte del Perú, se podrían considerar como roca madre de los hidrocarburos de la Cuenca Oriente.

Dashwood y Abbots (1990) indican que los análisis de petróleo para los reservorios de las Fms Hollín y Napo en la Cuenca Oriente muestran una sola familia

genética. La litología, las condiciones ambientales y el tipo de materia orgánica de las rocas madre de la Cuenca Oriente fueron estudiadas en base a la características de los biomarcadores del petróleo. Estos autores, así como Canfield et al. (1982; 1985), Lozada et al. (1985) y Rivadeneira (1986), sugieren que la fuente del gas y del petróleo en la Cuenca Oriente son las lutitas marinas ricas en materia orgánica de la Fm Napo (*Napo Shale*). La generación del petróleo comenzó hace 8 Ma en el Mioceno, antes de producirse la deformación de la Cordillera Oriental, en la parte Sur-central de la Cuenca Oriente. Estos datos fueron obtenidos basándose en la reconstrucción de la historia de enterramiento en el pozo Bobonaza-1. Por extrapolación con la parte más profunda de la cuenca, se puede suponer que la generación del petróleo comenzó entre 8 y 11 Ma, en el Mioceno Medio (Schmerber et al., 1986; Del Solar, 1982). La salinidad del agua y los datos de la relación gas-petróleo para las Fms Hollín y Napo (reservorios “U” y “T”) indican que varios procesos han afectado a la migración de los hidrocarburos y la distribución de los reservorios en la Cuenca Oriente (Dashwood y Abbots, 1990; Debra, 2001)

Pindell y Tabbutt (1995) en un estudio realizado sobre la cuenca

de antepaís en Ecuador, sugieren que existen varios marcos principales de edad Mesozoica-Cenozoica como fuentes de sedimentación y preservación de rocas madres en una cuenca de antepaís. Datos geoquímicos realizados en la cuenca indican que la cantidad de roca madre (roca fuente) del Cretácico Superior constituyen más del 90% del petróleo descubierto en toda la cuenca Sub-andina.

Mello y Trindade (1999) señalan que la principal roca madre de gas y petróleo en la Cuenca del Putumayo-Oriente-Marañón corresponden a las lutitas marinas del Cretácico y a la mezcla de los ambientes deposicionales marinos y terrestres.

Mathalone y Montoya (1995) basándose en datos del $\delta^{13}\text{C}$, y, haciendo una gran correlación entre la roca fuente y el petróleo, identificaron que el petróleo ecuatoriano de la Cuenca Oriente tiene como roca fuente las lutitas del Cretácico y con una materia orgánica de tipo I.

White et al. (1995) sugieren que las lutitas de la parte superior de la Fm Hollín fueron depositadas en un ambiente marino y que esas lutitas podrían ser la fuente del hidrocarburo en la Cuenca Oriente.

Petroecuador ha realizado estudios geoquímicos sobre muestras de más de treinta sondeos de la cuenca que indican que la Fm Napo presenta en los sectores orientales una materia orgánica marina con influencia terrestre (kerógeno de tipo II, III), mientras que en los sondeos de la región occidental la materia orgánica es más sapropélica y algal (kerógeno tipo I-II). El promedio de riqueza orgánica (TOC) en la Fm Napo (*Napo Shale*) varía desde el 1%, en el sector oriental, hasta más de 4%, en los sectores occidentales; llegando a alcanzar localmente hasta un 10%.

Teniendo en cuenta estos antecedentes, en este trabajo se han estudiado una serie de muestras procedentes, todas ellas, de la Fm Napo, con el fin de caracterizar tanto los petróleos como los materiales lutíticos intercalados en las arenas productoras de petróleo.

Se han analizado ocho muestras de lutitas (Figs. 7.1 y 7.2) procedentes de los tramos intercalados entre las areniscas “U” y “T”, y once muestras de crudos de los cuales siete corresponden a la arenisca “U” y cuatro a la arenisca “T” y, todos procedentes de pozos diferentes (Anexo 7.1). En la Figura 7.3 se muestra una distribución detallada sobre las principales formaciones que presentan características

bien de roca madre, bien de rocas almacén.

VII.2. Geoquímica de inventario.

La pirólisis Rock-Eval: fundamentos y metodología

El parámetro principal en la caracterización de una roca generadora es el contenido en carbono orgánico (TOC). Existen muchos factores que influyen en la riqueza de la roca madre, tales como el ambiente de sedimentación, el tipo de kerógeno y las condiciones post-sedimentación, preservación y maduración térmica.

Para que una roca sedimentaria sea considerada como fuente potencial para generar hidrocarburos debe tener suficiente cantidad de materia orgánica. Las lutitas, que contienen un TOC <5%, y los carbonatos, con menos del 0,2% de TOC, generalmente no son considerados como fuente de roca madre (Tissot y Welte, 1984).

El análisis más extensamente utilizado para conocer el potencial en hidrocarburos, la madurez y el tipo de materia orgánica de una roca madre es la pirólisis Rock-Eval (Espitalié et al., 1977;



Fig. 7.1. Mapa de situación de los pozos estudiados con muestras de lutitas.

Horstfield, 1985). El método consiste en determinar cuantitativamente los hidrocarburos libres contenidos en una muestra y los hidrocarburos generados durante el *cracking* de la materia orgánica (kerógeno). El análisis consta de dos fases diferentes, que se describen a continuación.

VII.2.1. Fase de pirólisis:

Se coloca una pequeña muestra de roca pulverizada (alrededor de 100 mg) en un horno que se ha mantenido a una temperatura constante de 300°C. Los hidrocarburos libres presentes en la roca se volatilizan y son analizados por un detector

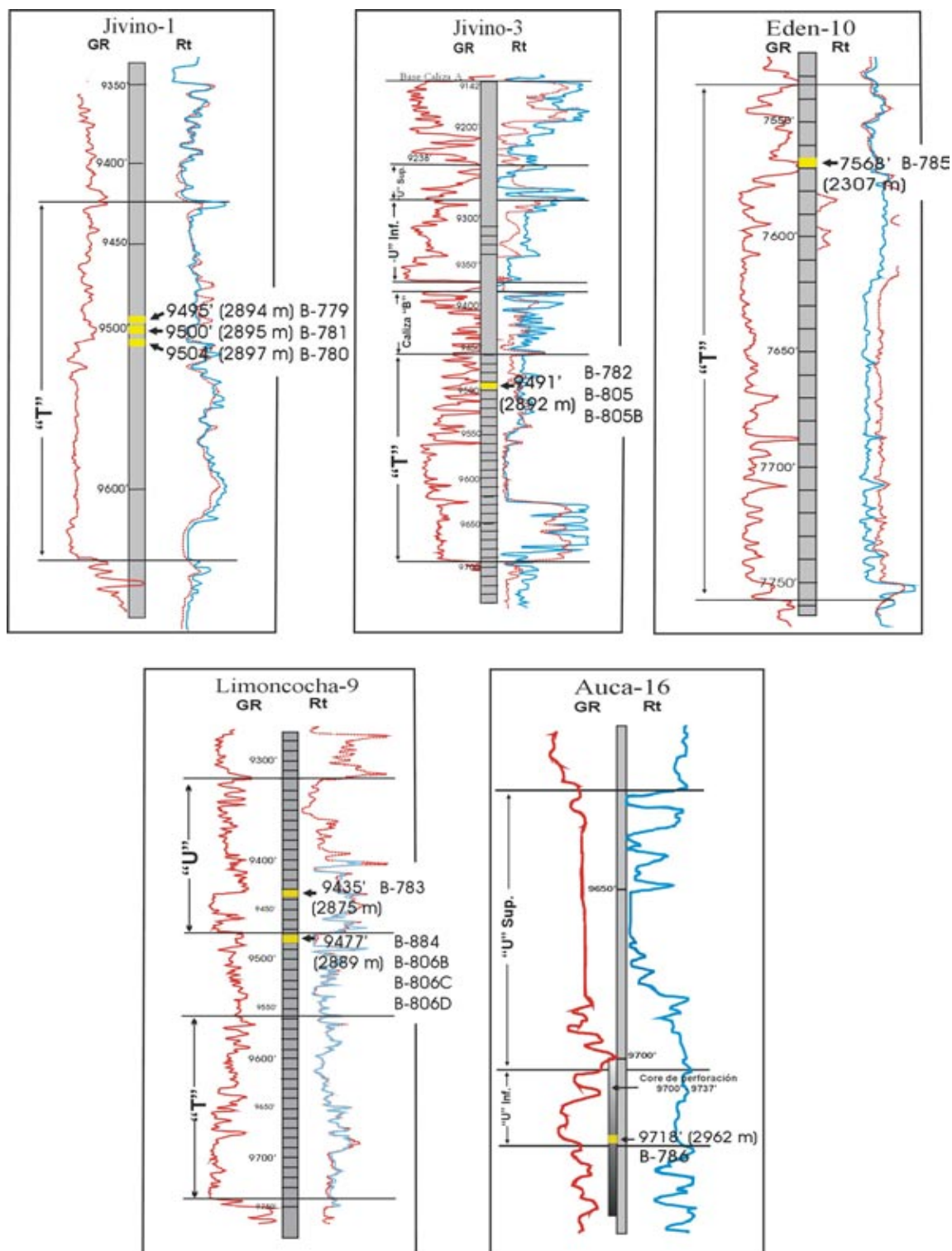


Fig. 7.2. Ubicación de las lutitas en los pozos estudiados en la Formación Napo.

de ionización de llama (FID), obteniendo así el pico S1. Se programa luego un aumento de temperatura del horno a una tasa de 25°C/minuto hasta alcanzar 600°C, en una atmósfera inerte de helio. Entre 350° y 600°C se generan hidrocarburos por el *cracking* del kerógeno (pico S2), hasta que sólo quedan los carbonos residuales no generadores. Los grupos carboxilos en el kerógeno se rompen en el rango entre 300° y 390°C, liberando CO₂ (pico S3), que es atrapado y analizado posteriormente durante el ciclo de enfriamiento del horno, mediante un detector de conductividad térmica (TCD).

La temperatura máxima (Tmax) es el parámetro que describe el nivel de madurez de la materia orgánica. Es la temperatura a la cual sucede la máxima generación de hidrocarburos durante el *cracking*. El potencial total en Kg de hidrocarburo por tonelada de roca está representado por la suma S1+S2, y el índice de producción (IP= S1/S1+S2) permite detectar la acumulación de hidrocarburos.

VII.2.2. Fase de oxidación:

La muestra analizada durante la etapa anterior se coloca en un segundo

horno. En esta fase se fuerza el paso de aire a través de la muestra, cuya materia orgánica residual es quemada durante siete minutos a 600°C, condiciones consideradas óptimas para la determinación del TOC (Carbono Orgánico Total).

Con base en los datos obtenidos de la pirólisis, Espitalié et al. (1977) definen el índice de hidrógeno (IH) (S2 / TOC) y el índice de oxígeno (IO) (S3 / TOC), los cuales permiten definir el tipo de kerógeno y el grado de oxidación de la materia orgánica.

VII.2.3. Grado de maduración.

Para conocer la madurez de la materia orgánica existen tres parámetros ampliamente utilizados. Estos son: el análisis de la reflectancia de la vitrinita (% Ro), el valor de la Tmax de la pirólisis Rock-Eval, anteriormente definido, y el Índice de Alteración Térmica (TAI), calculado a partir del color de las esporas y pólenes. Además, los colores de fluorescencia de la materia orgánica son también un buen indicador del grado de madurez.

La reflectancia de la vitrinita es quizás el indicador más ampliamente

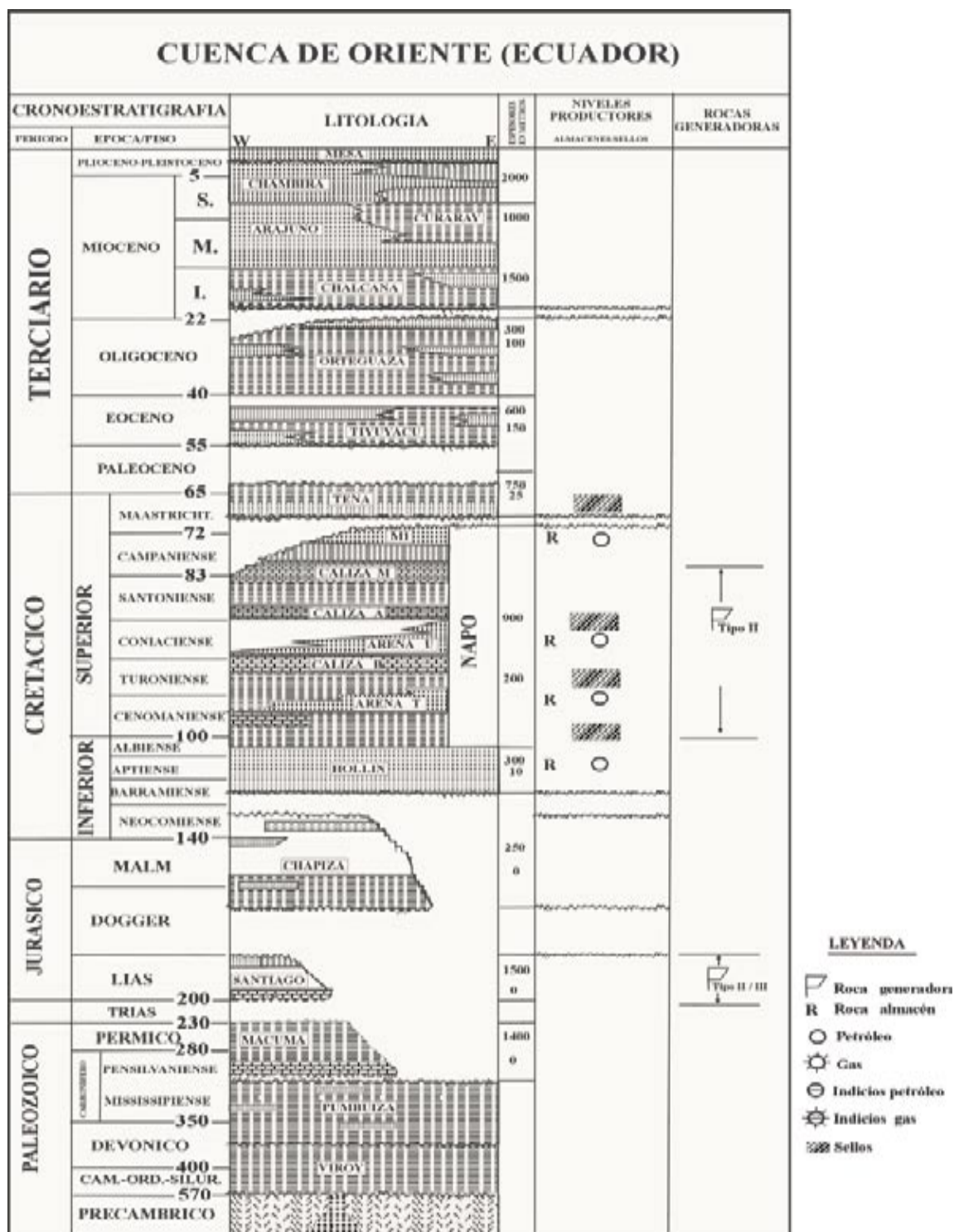


Fig. 7.3. Distribución de las rocas generadoras y almacenes de la Cuenca Oriente (Beroiz, 1994).

utilizado para determinar la madurez térmica de la materia orgánica. Se han establecido correlaciones entre los valores de la reflectancia de la vitrinita (R_o) y el grado de madurez de los distintos kerógenos precursores del petróleo. La madurez del kerógeno depende principalmente de la historia térmica de la cuenca, del proceso de subsidencia y de la composición original de la materia orgánica. Como norma general se acepta que la ventana del petróleo está comprendida entre 0,5 y 1,25% de reflectancia, y la ventana de gas entre 1,25 y 2,5% de reflectancia.

La T_{max} es otro de los parámetros ampliamente utilizados como indicador de la madurez de la materia orgánica. En términos generales los valores que se admiten son de 435° a 465°C como límites para la ventana de generación de petróleo, y de 465° a 500°C para la ventana de generación del gas.

El Índice de Alteración Térmica (TAI), aunque de uso frecuente por las compañías, requiere técnicas preparativas más complejas y es raramente utilizado en los trabajos de investigación.

Por otro lado, es conocido que el carbón puede ser también una roca potencialmente generadora de

hidrocarburos (Shan-Tan Lu y Kaplan, 1990). Las razones admitidas para explicar la capacidad de generación de gas o crudo a partir de carbones son:

- El contenido de liptinitas (Shibaoka et al., 1978)
- La riqueza en hidrógeno de la materia orgánica (Saxby y Shibaoka, 1986)
- La proporción relativa de la vitrinitas respecto a liptinita (Bertrand, 1984)
- La presencia de la inertita dispersa (Smith, 1983)
- La tasa de calentamiento de la cuenca (Saxby y Shibaoka, 1986)
- La alteración de la desmocolinita para formar exudatinitas y un residuo sólido inertinítico (García et al. 1997).

Asimismo, cuando se estudian petróleos suele usarse el grado de isomerización de los esteranos regulares como parámetro indicador de la evolución térmica de los mismos. En este trabajo se han utilizado como se verá más adelante, la T_{max} y el grado de isomerización de los esteranos como parámetros de madurez, debido a la ausencia de vitrinita en las muestras estudiadas por un lado, y a la ausencia de niveles de carbón por otro. En

ambos casos se han calculado los valores equivalentes de resistencia, de acuerdo con Waples (1984) y Bein y Sofer (1987).

VII.3. Modelización térmica

Para la modelización térmica y de enterramiento de la Cuenca Oriente, se utilizó el método de *back-stripping*, que consiste en ir descompactando hacia atrás en el tiempo cada una de las unidades estratigráficas (Steckler y Watts, 1978). Para esto es necesario conocer la litología, las edades, densidades, porosidades en superficie, factores de compactación, hiatos y erosiones, entre otros.

En el modelo térmico, la temperatura a una determinada profundidad depende del flujo de calor en la superficie y de una determinada conductividad térmica. La conductividad térmica está en función de la litología en aquellos casos en que la transferencia de calor se realiza mediante conducción. El fundamento teórico de la modelización térmica está basado en el modelo cinético TTI (índice de tiempo temperatura) (Lopatín, 1971; Waples, 1985).

La aplicación del método requiere la construcción de una curva de enterramiento de la zona de estudio basada en la edad y profundidad actual de los materiales. La curva de subsidencia se sobrepone a una representación gráfica de isothermas a lo largo del tiempo para el sondeo considerado. La intersección de la curva de subsidencia con las isothermas define los intervalos de tiempo-temperatura usados para el cálculo de la madurez térmica.

El programa *BasinMod*, desarrollado por la empresa *Plate River Associates Inc.* (1987/88) según las propuestas de Waples (1980, 1984, 1985) y desarrollos posteriores, se basa esencialmente en el modelo propuesto por Lopatín (1971). El programa *BasinMod* corrige la mayor parte de las lagunas existentes en el modelo de Lopatín y permite una mejor y real aproximación en la obtención de un modelo de maduración térmica de la materia orgánica y, en consecuencia, de la evolución diagenética de la cuenca, teniendo en cuenta no tan sólo los datos orgánicos si no también todos aquellos parámetros geológicos posibles (gradiente geotérmico, flujo de calor, tasa de compactación, porosidad, etc.) y analíticos (tipo de kerógeno, grado

de maduración, etc.) que el modelo original no consideraba.

VII.4. Pirólisis Rock-Eval de lutitas.

VII.4.1. Resultados.

El estudio orgánico de lutitas se ha realizado a partir de 8 muestras procedentes de 5 pozos (Figs. 7.1 y 7.2). Todas ellas proceden de intercalaciones lutíticas que

se localizan entre las areniscas “U” y “T” de la Fm Napo. No se dispuso de ninguna muestra procedente de las llamadas *Napo Shale*, consideradas por la mayoría de autores como la roca madre de los crudos presentes en las areniscas “U” y “T”.

Los resultados obtenidos por pirólisis *Rock-Eval* (Tabla 7.1) pusieron de manifiesto la presencia de petróleo en muchas de las muestras analizadas, provocando una interferencia en los resultados. Este problema queda ilustrado en las Figuras 7.4A y 7.4B, donde se presentan los resultados para una misma

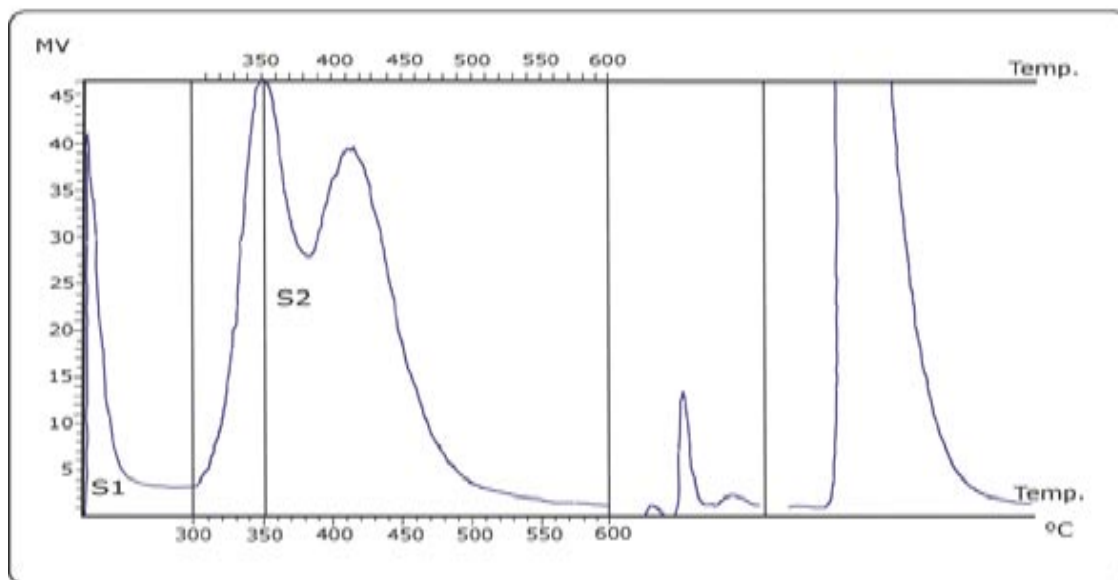
Muestra	Sedeo	Profundidad en pies	Tmax °C	TOC %	S1 mg HC/g roca	S2 mg HC/g roca	S3 mg CO ₂ /g roca	HI S2/TOC	OI S3/TOC	PI S1/(S1+S2)	Observaciones
B-779(1)	Jivino-1	9495	439	0,70	0,17	0,81	na	116	na	0,17	
B-779(2)	Jivino-1	9495	439	0,56	0,1	0,80	0,08	142	14	0,11	
B-781	Jivino-1	9500	435	0,57	0,32	0,60	1,63	63	285	0,47	doble pico S2
B-805B	Jivino-3	9491	445	0,96	0,44	3,98	0,09	414	9	0,1	
B-783	Limoncocha-9	9435	431	1,63	0,26	2	1,15	122	70	0,12	
B-806C	Limoncocha-9	9477	445	0,57	0,21	2,03	0,15	356	26	0,09	
B-786	Auca-16	9718	427	0,32	0,09	0,22	0,65	68	203	0,3	
B-785	Eden-10	7568	358	5,86	4,07	30,75	2,51	524	42	0,11	doble pico S2
B-785(Ext)	Eden-10	7568	427	1,78	0,88	20,64	0,18	1159	10	0,04	doble pico S2

En rojo: valores no significativos; na: no analizado

Tabla 7.1. Análisis de pirólisis de las muestras de lutitas intercaladas en las areniscas “U” y “T” de la Fm Napo.

Nombre de pozo: Eden-10 (B785)

A: Muestra analizada sin extracción



Nombre de pozo: Eden-10 (B785EXT)

B: Muestra analizada con extracción usando dicloro metano

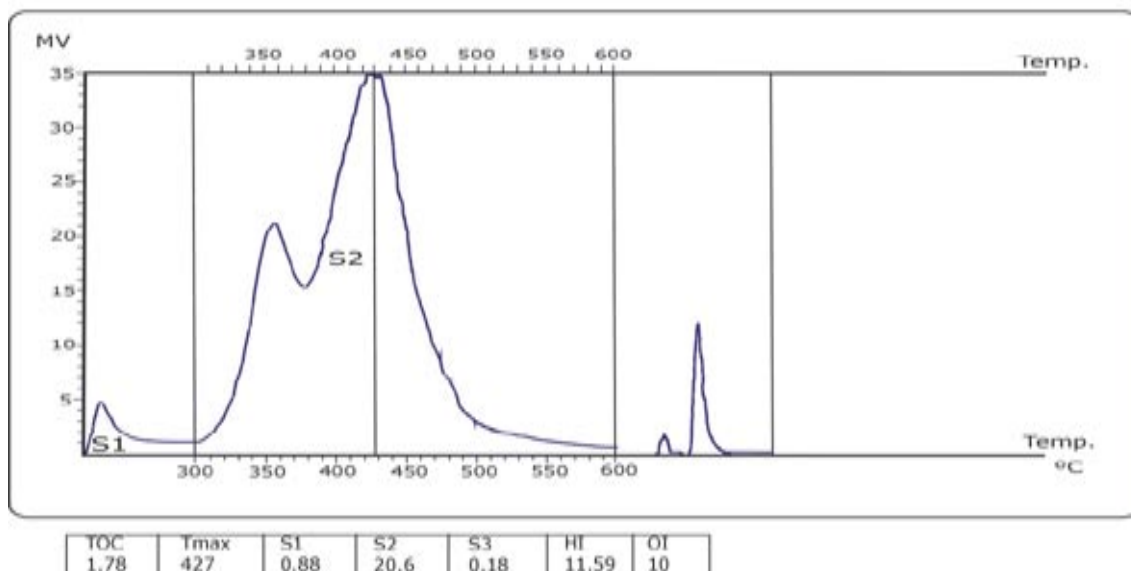


Fig. 7.4. Pirogramas resultante de los análisis de la lutita para el pozo Eden-10. (A) sin extracción y (B) con extracción usando diclorometano. En los dos gráficos se puede ver la presencia de un doble pico para la lectura de S2 y la variación que se produce en Tmax.

muestra analizada sin ningún tratamiento previo (Fig. 7.4A) y después de extracción con diclorometano (Fig. 7.4B). El problema de interferencia se mantiene, aunque en menor grado, incluso para la muestra extraída (Fig. 7.4B). La interferencia se marca en particular en el parámetro S2, con la presencia de un doble pico y los altos valores de S1. En estos casos, la Tmax no es representativa del grado de madurez de la roca.

En la Tabla 7.2 se presentan los resultados obtenidos para cuatro muestras, una de las cuales presenta el problema de contaminación por petróleo antes mencionado, mientras que las otras tres

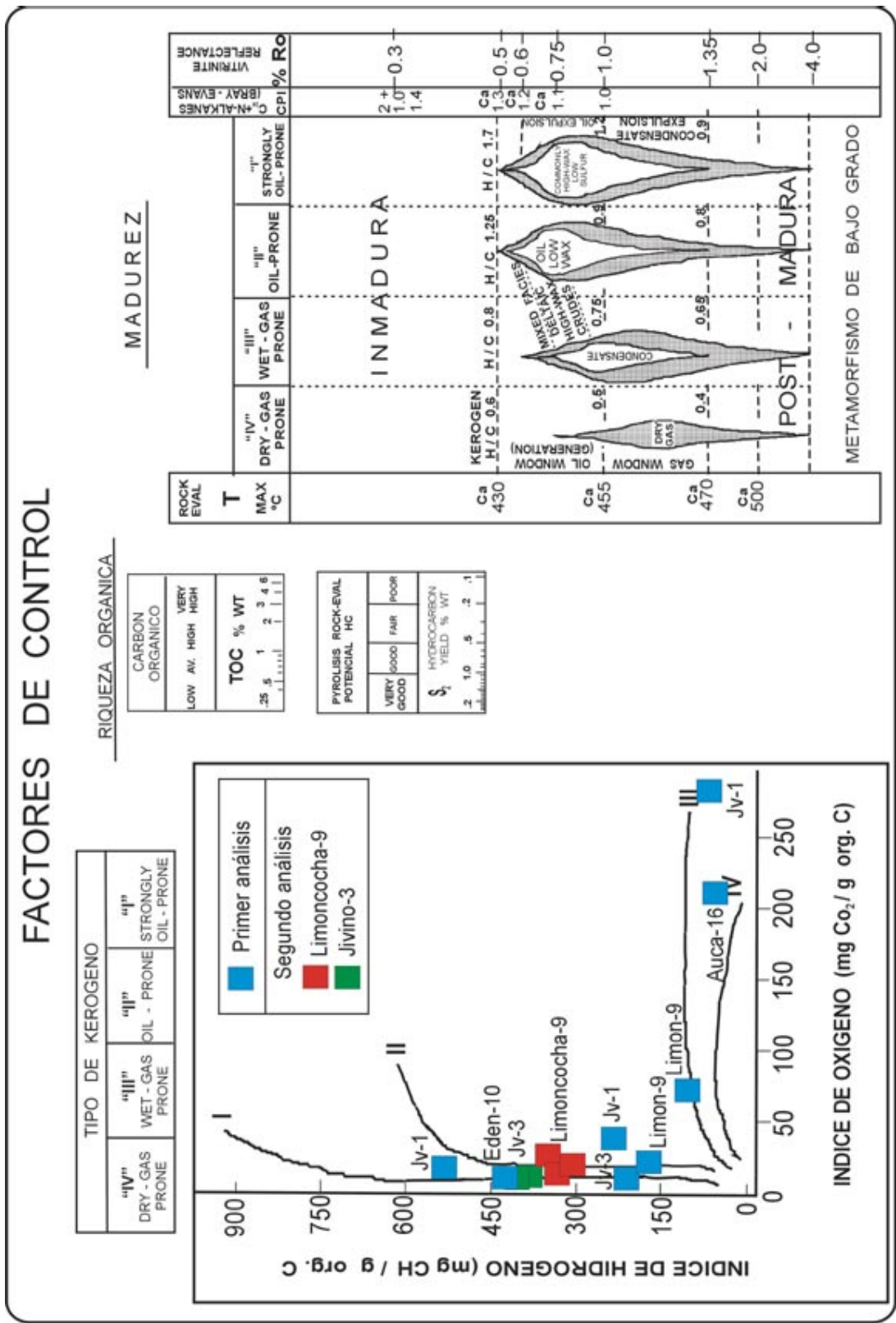
presentan resultados normales.

Las muestras correspondientes a las lutitas de los pozos Jivino-3 y Limoncocha-9 presentan índices de hidrógeno (IH) entre 356 y 414, que están de acuerdo con un origen marino de la materia orgánica. Los valores de Tmax (445°C) las sitúan en la ventana del petróleo (Figs. 7.5 y 7.6), con una re ectancia equivalente de 0,9%, correspondiente a una temperatura de enterramiento de 128°C (de acuerdo con las propuestas de Barker y Pawlewicz, 1994).

La muestra de Jivino-1 (dos análisis) presenta un bajo índice de hidrógeno (Tabla 7.2), que podría hacer

Muestra	Sodeo	Prof. en pies	Tmax °C	TOC %	S1 mg HC/g roca	S2 mg HC/g roca	S3 mg CO ₂ /g roca	HI S2/TOC	OI S3/TOC	PI S1/(S1+S2)	Observaciones
B-779(1)	Jivino-1	9504	439	0,70	0,17	0,81	na	116	na	0,17	
B-779(2)	Jivino-1	9504	439	0,56	0,1	0,80	0,08	142	14	0,11	
B-805B	Jivino-3	9491	445	0,96	0,44	3,98	0,09	414	9	0,1	
B-806C	Limoncocha-9	9477	445	0,57	0,21	2,03	0,15	356	26	0,09	
B-785	Eden-10	7568	358	5,86	4,07	30,75	2,51	524	42	0,11	doble pico S2
B-785(Ext)	Eden-10	7568	427	1,78	0,88	20,64	0,18	1159	10	0,04	doble pico S2
En rojo: valores no significativos; na: no analizado											

Tabla 7.2. Datos más representativos de la materia orgánica y pirólisis de las muestras de lutitas intercaladas en las arenisca “U” y “T” de Fm Napo. Los valores en color rojo del pozo Eden-10 indican valores anómalos.



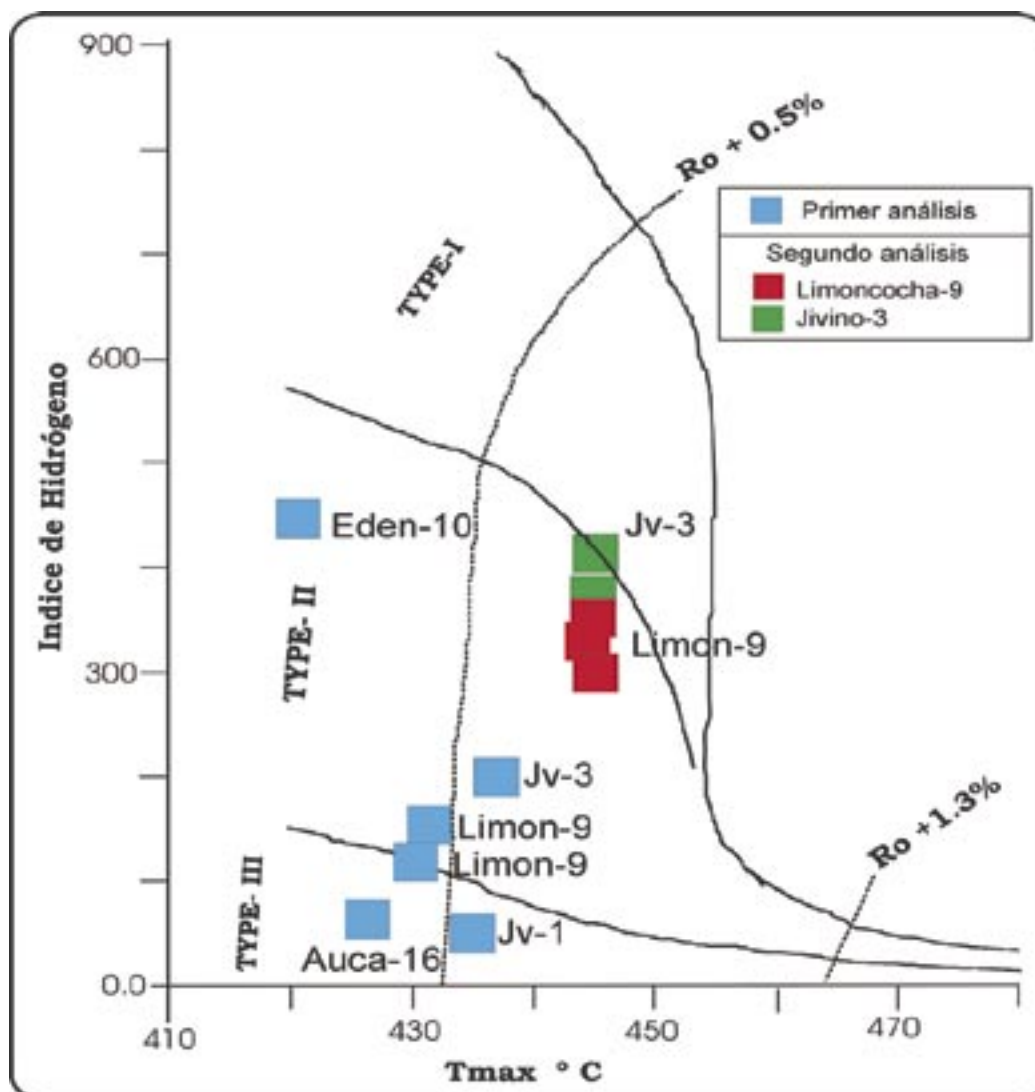


Fig. 7.6. Diagrama, Índice de Hidrógeno vs Tmax, para determinar la roca madre en las areniscas "U" y "T".

pensar en un origen terrestre. Sin embargo los bajos valores de S2 no permiten tomar como válido el índice de hidrógeno calculado. En cuanto al valor de Tmax (439°C) situaría a esta muestra en la ventana del petróleo (Fig. 7.5).

Por lo que se refiere a los resultados obtenidos para la muestra del pozo Edén-10, debe tenerse en cuenta que esta muestra presenta una fuerte contaminación por petróleo, con presencia de doble pico para el S2. Sin embargo a la luz de los resultados obtenidos con la muestra extraída, puede

suponerse que su materia orgánica es de origen marino y que su T_{max} alcanzaría los valores de la ventana del petróleo si no presentase contaminación.

Los resultados obtenidos por pirólisis no permiten definir las muestras estudiadas como buenas rocas generadoras de petróleo. Los valores de TOC en muestras no contaminadas se sitúan entre 0,5 y 1%, valores que pueden considerarse bajos para una buena roca fuente. Sin embargo no puede descartarse la contribución de los intervalos lutíticos intercalados entre las areniscas “U” y “T” en la generación de petróleo. Como se verá en el siguiente apartado estas lutitas tienen una composición orgánica rica en elementos uorescentes, que pueden estar en el origen de los hidrocarburos.

VII.5. Composición orgánica y grado de madurez de las lutitas

La calidad de la materia orgánica está determinada por la composición de la misma, su riqueza (% en Carbono orgánico) y grado de preservación. El tipo de materia orgánica permite conocer la capacidad de la roca para generar hidrocarburo. El estudio de las facies ricas en materia orgánica suele realizarse por microscopio de reflexión

sobre superficies pulidas. El uso de luz ultravioleta permite la observación de los elementos uorescentes así como su caracterización. Los métodos ópticos no tienen un límite sobre la convertibilidad del kerógeno por lo que sus datos tienen que ser comparados con los datos químicos.

En el presente estudio se han analizado ocho muestras por microscopia de luz azul violeta reflejada. Todas las muestras pertenecen a los niveles lutíticos intercalados entre las areniscas “U” y “T” de la Fm Napo, previamente analizados por pirólisis *Rock-Eval*. Para el estudio con uorescencia se utilizó un microscopio Olympus BX51 equipado con filtro de excitación 3 MWU, con longitud de onda de 330 a 395 nm.

Las muestras corresponden a un material arcilloso con esporádicas intercalaciones de arenas ricas en cuarzo, presentando un plano de laminaciones bien marcadas. En la mayoría de las muestras se observan agregados framboidales de pirita. Las muestras de arcillas, en cuanto a su contenido orgánico, contienen restos de cutinitas (grupo de la liptinita), procedentes de las cutículas de hojas (Figs. 7.7A y 7.7B) y presentan uorescencia de color amarillo. Se caracterizan por presentar bandeados laterales, en ocasiones de

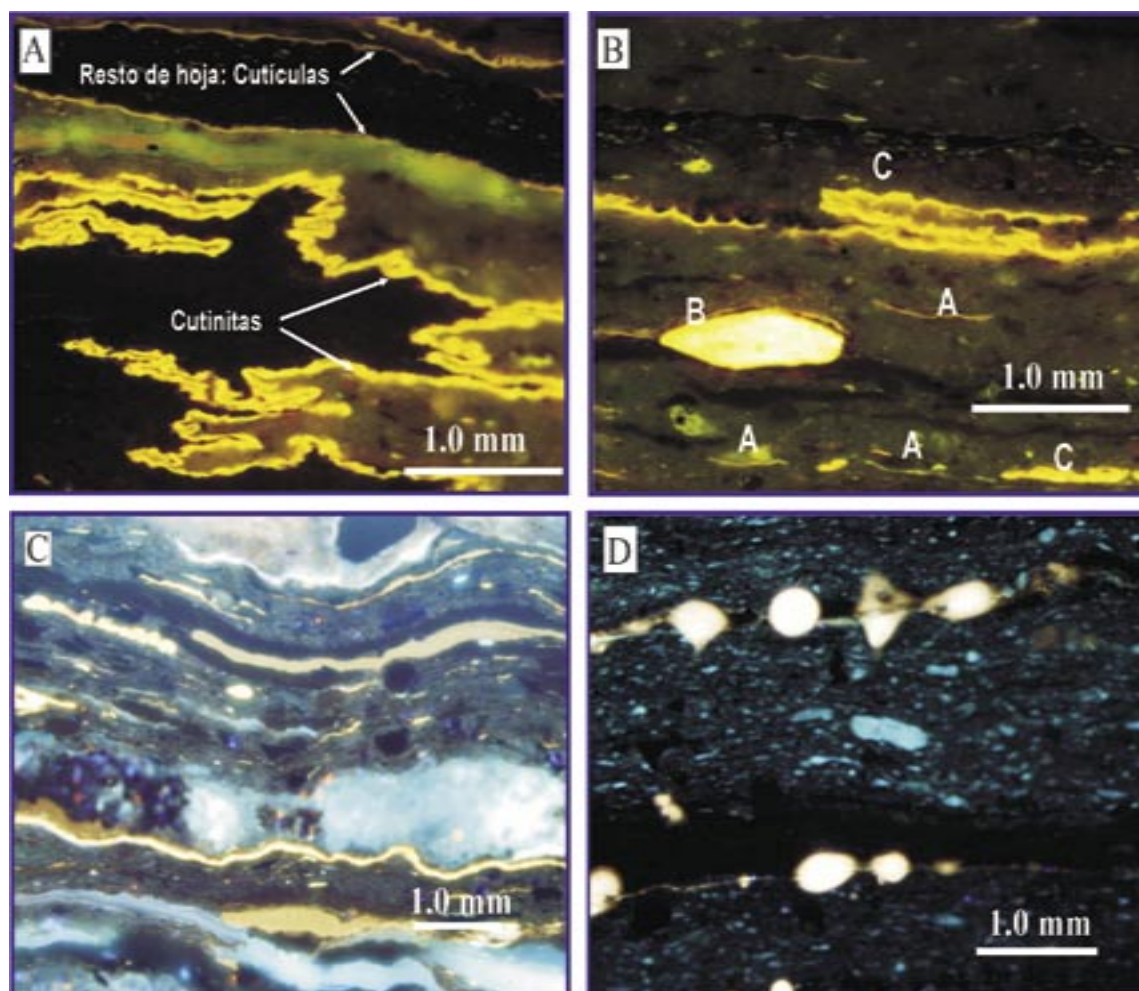


Fig. 7.7. Fotografías realizadas en el microscopio óptico con fluorescencia. A y B) Cutinitas (C), algas filamentosas (A) y probables bituminitas (B) la matriz organo mineral presenta una fluorescencia oscuro; C) Aspecto general de las facies orgánicas donde pueden verse distintas variedades del liptinitas y agregados de piritas; D) Gotas de hidrocarburos generándose bajo influencia de radiación del filtro ultravioleta.

forma laminar y/o cilíndrica. La mayoría de las cutinitas muestran muy claramente su ornamentación y otras están re ejadas sobre sí mismas. Asimismo, se observan restos distintos a las cutinitas pero no es fácil darle una atribución (Fig. 7.7C).

Existen muy pocos elementos liptiníficos atribuibles a esporas y pólenes, y raramente, se preservan elementos uorescentes, susceptibles de corresponder a colonias algales. Otros tipos de componentes liptiníficos se presentan con colores más

marronáceos, cuya estructura y origen son de difícil interpretación aunque podrían corresponder a esporas o a bituminitas.

En algunas muestras se observa una matriz organomineral, ligeramente uorescente, que presenta intensidades (*fading*) negativas. La presencia de materia orgánica amorfa de origen bacteriano no puede ser descartada. Asimismo, se puede observar la generación de aceite que se desprende de la matriz órgano-mineral (Fig. 7.7D) a través de fisuras y microfisuras cuando la muestra es sometida, durante varios minutos consecutivos, a radiación ultravioleta. Estos hidrocarburos se presentan en colores de uorescencia azulados y/o ligeramente amarillentos.

Estas observaciones junto con otros análisis realizados en las muestras de lutitas (Jivino-1, Jivino-3, Limoncocha-9, Eden-10) permiten sugerir que estas rocas se han depositado en ambientes de sedimentación transicional a marino. La alta proporción de elementos uorescentes (liptinitas) y la ausencia de componentes de los grupos de la vitrinita e inertita confirman que estas rocas son generadoras de hidrocarburos. Los resultados obtenidos, junto con los elementos identificables microscópicamente permiten deducir que

la materia orgánica de las lutitas de la Fm Napo intercaladas entre las areniscas “U” y “T”, está formada por kerógeno de tipo II, originado a partir de algas, esporas, polen y cutículas (Fig. 7.7A), y, probablemente, de materia orgánica amorfa asociada a la matriz organomineral.

Las muestras analizadas de la Fm Napo (Fig. 7.1) se caracterizan por una clara ausencia de vitrinita, lo que ha impedido que se obtengan valores de la reflectancia, por lo que no es posible indicar el grado de madurez de la materia orgánica por este medio. Sin embargo, se han realizado análisis de Tmax que nos indicará el grado de madurez alcanzado en estas muestras.

Por otro lado, los colores de uorescencia de los elementos orgánicos, entre amarillo y amarillo dorado, y, localmente, de color dorado, sugieren que estas muestras están en ventana de petróleo, con reflectividades que se podrían situar alrededor del 0,7%. Los valores de Tmax de aquellas muestras con escasa influencia de impregnación de hidrocarburos, oscilan entre 439 - 445 (Tabla 7.2), equivalentes a una reflectividad de 0,9%, muy superior a los valores postulados para la Cuenca Oriente. De modo que para obtener una correcta estimación del grado de madurez, sería necesario disponer de un número mayor de

muestras lutíticas y particularmente de la unidad Napo *Shale*, del que se ha dispuesto en este trabajo.

Los análisis realizados por Petroproducción en más de treinta sondeos, con respecto a la madurez de la materia orgánica, han determinado valores de reflectancia de la vitrinita entre 0,45 y 0,55% (inmadura-tempranamente madura) para la mayor parte de la cuenca, con excepción del sector más suroccidental, donde existe una mayor profundización de la cuenca y se alcanzan valores de hasta 0,65%. Estos datos sugieren que la Fm Napo alcanza la madurez sólo en el sector más suroccidental de la cuenca (Del Solar, 1982).

Sin embargo, por lo que se ha observado en las muestras estudiadas, parece poco viables los valores 0,45 a 0,55% obtenidos para la reflectividad de la vitrinita. Los colores de fluorescencia están más cerca de reflectividad del 0,7% y aún sin llegar a los valores alcanzados por algunas de las muestras (Tmax: 445°C, equivalente a 0,9% de reflectividad). Puede sugerirse, como hipótesis de trabajo, que el grado de madurez de las lutitas intercaladas estaría en un rango de como mínimo el 0,7% de reflectividad.

VII.6. Características geoquímicas de los petróleos de las areniscas "T" y "U" de la Fm Napo

Para caracterizar los petróleos de la Fm Napo (areniscas "U" y "T") se realizaron a once muestras de petróleo, procedentes de diferentes pozos de la cuenca (cuatro de la arenisca "T" y siete de la arenisca "U") (Tabla 7.3). Los análisis realizados son: la cromatografía de gases por detección iónica de llama (GC-FID), sobre la fracción de hidrocarburos saturados, y la cromatografía de gases-espectrometría de masa (GC-MS) para el estudio de biomarcadores.

VII.6.1. Cromatografía de gases por detección iónica de llama (GC FID).

Es un análisis que permite identificar los compuestos presentes en los extractos de roca (bitumen) y en las muestras de petróleo. Estos análisis constituyen una buena herramienta de correlación entre los extractos de roca y crudos, ya que éstos son sensibles al aporte de materia orgánica y a procesos secundarios de

Formación	Arenisca "T"				Arenisca "U"							
	Auca-4 B-701	Conoraco-9 B-702	Edén-1 B-703	Yuca-8 B-704	Aguaico-3 B-705	Conoraco-16 B-706	Durbaqui-1 B-707	Edén-12 B-708	Umon-10 B-709	Telate-11 B-710	Yuca-9 B-711	
Íon 259												
Total Diasteranos	519697	703541	443104	773804	1305607	866758	682155	894631	548296	435433	328379	
Íon 217 (Altura)												
C29 bb (20S+20R) / C29 bb+aa (20S+20R) in %	51	47	47	52	54	47	53	53	47	59	46	
Íon 217 (Area)												
Total Esteranos	4574207	7616572	3834236	6226613	10368133	8668870	5980235	7860310	6258643	2251756	3423608	
C+D+H = C27+C28+C29 (aaa 20R in m/z=217)	1168776	2386918	934086	1495735	2278981	2198860	1506032	1959057	1827480	381630	904773	
Homohopanes												
Moretane / Hopane (C30)	0,09	0,09	0,1	0,09	0,08	0,08	0,1	0,08	0,09	0,09	0,1	
Índice de Gamacerato	6,55	7,58	6,78	7,16	7,08	7,66	6,87	7,19	7,90	7,77	8,70	
Índice de Homohopano	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	
(C31) 22S / 22S + 22R	0,63	0,61	0,63	0,63	0,66	0,62	0,63	0,64	0,63	0,67	0,64	
C29 D / H (C28Ts / C29 Norhopane)	0,18	0,15	0,17	0,19	0,26	0,15	0,18	0,18	0,15	0,28	0,15	
Ts / Tr	0,42	0,33	0,45	0,47	0,58	0,33	0,38	0,42	0,35	0,65	0,31	
C28Ts / (TS + Tr)	0,29	0,25	0,31	0,32	0,37	0,25	0,28	0,3	0,26	0,39	0,24	
Triciclos												
C26 / C25	1	0,83	0,8	0,75	0,71	0,87	0,82	0,77	0,8	0,78	0,85	
C24 / C23	0,53	0,53	0,51	0,56	0,79	0,51	0,56	0,6	0,55	0,68	0,51	
C21/C23	0,35	0,34	0,34	0,36	0,47	0,34	0,34	0,37	0,34	0,36	0,33	
C26/C25	1	0,83	0,8	0,75	0,71	0,87	0,82	0,77	0,8	0,78	0,85	
Esteranos												
C27 Esteranos (%)	36	36	35	37	35	36	38	37	35	36	37	
C28 Esteranos (%)	35	34	34	33	35	33	33	34	35	33	34	
C29 Esteranos (%)	30	30	31	30	30	31	30	30	31	31	29	
C29 aa (20S+20R) / C29 aa+aa+BS4 (20S+20R) in %	51	47	47	52	54	47	53	53	47	59	46	
C28 20S/20S+20R in% (E)/(E+H)x100	42	45	49	40	42	50	42	39	43	53	53	
C29 aa (20S) / C29 aa (20R)	0,76	0,61	0,67	0,76	0,84	0,65	0,74	0,75	0,57	1,31	0,66	
C29 aa (20S) / C29 aa (20R)	0,73	0,82	0,95	0,66	0,72	0,98	0,72	0,65	0,76	1,11	1,14	
%Ro Equ	0,69	0,73	0,8	0,66	1,19	0,81	0,68	0,65	0,7	0,87	0,89	

Tabla 7.3. Resultado de los biomarcadores de los petróleos para las areniscas "U" y "T" de la Fm Napo.

biodegradación y de madurez térmica. Los componentes más fácilmente identificables en un cromatograma de la fracción saturada de un petróleo o de extractos de roca son las n-parafinas (nC15 en adelante) y los isoprenoides (C19), Pristano (Pr) y Fitano (C20). Estos últimos son biomarcadores biológicos derivados del fitol, cadena derivada de la clorofila, los cuales generalmente siempre están presentes en los petróleos y extractos de roca. La técnica consiste en introducir una muestra (1µl) de la fracción de hidrocarburos saturados o de petróleo total dentro del cromatógrafo, en donde es volatizada y mezclada con la fase móvil (generalmente helio o hidrógeno), la cual se encarga de transportarla a través de la columna capilar (50m x 0,2mm x 0,5 µm), la cual se encuentra recubierta por una película interior de líquido no volátil (fase estacionaria). Los componentes separados y retenidos por la fase estacionaria se van liberando, de más volátiles y de menor peso molecular a menos volátiles y de mayor peso molecular, a medida que se incrementa la temperatura de la columna. Los compuestos al ser volatizados son detectados por un detector de ionización de llama (FID) y almacenados en un computador que después permite la visualización y manejo de la información y cuantificación de los componentes. El resultado final es la gráfica del cromatograma que muestra la intensidad

de cada componente contra el tiempo al cual se volatizan. Las condiciones a las que fueron analizadas la fracción saturada de diez muestras de extractos de roca y once muestras de petróleo (cuatro areniscas “T”, y siete areniscas “U”) son descritas en el (Tabla. 7.3).

VII.6.2. Cromatografía de gases– Espectrometría de masa (GC–MS)

Es el principal método utilizado para el análisis de biomarcadores. Un sistema típico de GC – MS consta de seis fases las cuales son enumeradas a continuación.

- Separación de componentes por cromatografía de gases.
- Transferencia de compuestos separados a una cámara de ionización en el espectrómetro de masas.
- Ionización.
- Análisis de masas.
- Detección de los iones.
- Adquisición, proceso y visualización de los datos.

Se analizaron las fracciones saturadas para diez muestras de extracto de roca y once muestras de petróleo (cuatro arenisca “T” y siete para “U”) (Tabla 7.3).

VII.6.3. Resultados

La distribución y significado de los marcadores geoquímicos es de gran importancia en la detección de las principales características de los petróleos. El análisis de los compuestos por cromatografía de gases y cromatografía de gases/espectrometría de masas permite conocer la roca fuente de los petróleos, el grado de maduración, la biodegradación o no del mismo y establecer correlaciones entre ellos.

Los biomarcadores fueron analizados en los petróleos procedentes de las areniscas “U” y “T”, en la fracción saturada completa y en los iones m/z 191 (terpanos), m/z 217 (esteranos) y m/z 259 (diasteranos) (Tabla 7.3).

VII.6.3.1. n-alcanos e isoprenoides

Los cromatogramas de gases de la fracción de hidrocarburos saturados obtenidos para los pozos Dumbique-1 (arenisca “U”) y al pozo Auca-4 (arenisca “T”) se representan en la Fig. 7.8. Los cromatogramas muestran los n-alcanos, desde n-C14 hasta n-C32, con una línea de base plana y predominio de los alcanos

n-C17 a n-C19, denotando un ambiente marino, probablemente de contribución algal, aunque no se haya visualizado la presencia de algas en las muestras de roca madre estudiadas. Los cromatogramas muestran un perfil típico de petróleos de origen marino (Peters et al., 1993).

La relación de Pristano (Pr)-Fitano (Ph) es <1 . Esta relación sugiere un ambiente de sedimentación altamente reductor (Wasin Ahmed et al., 2004).

VII.6.3.2. Esteranos regulares

El cromatograma de masas de los esteranos (ión m/z 217) se encuentra representado en la Figura 7.9. En esta figura están representados los esteranos de los petróleos procedentes de los pozos Dumbique-1 (arenisca “U”) y Auca-4 (arenisca “T”). La relación entre los esteranos regulares muestra que los C27 tienen un ligero predominio sobre C28 y C29. Esta relación es compatible con el origen marino de la roca madre. El nombre de cada compuesto está citado en la Tabla 7.4.

El diagrama ternario de la Figura 7.10 está representando a los esteranos regulares para los petróleos analizados, que denotan una distribución similar de los tres tipos (C27, C28 y C29).

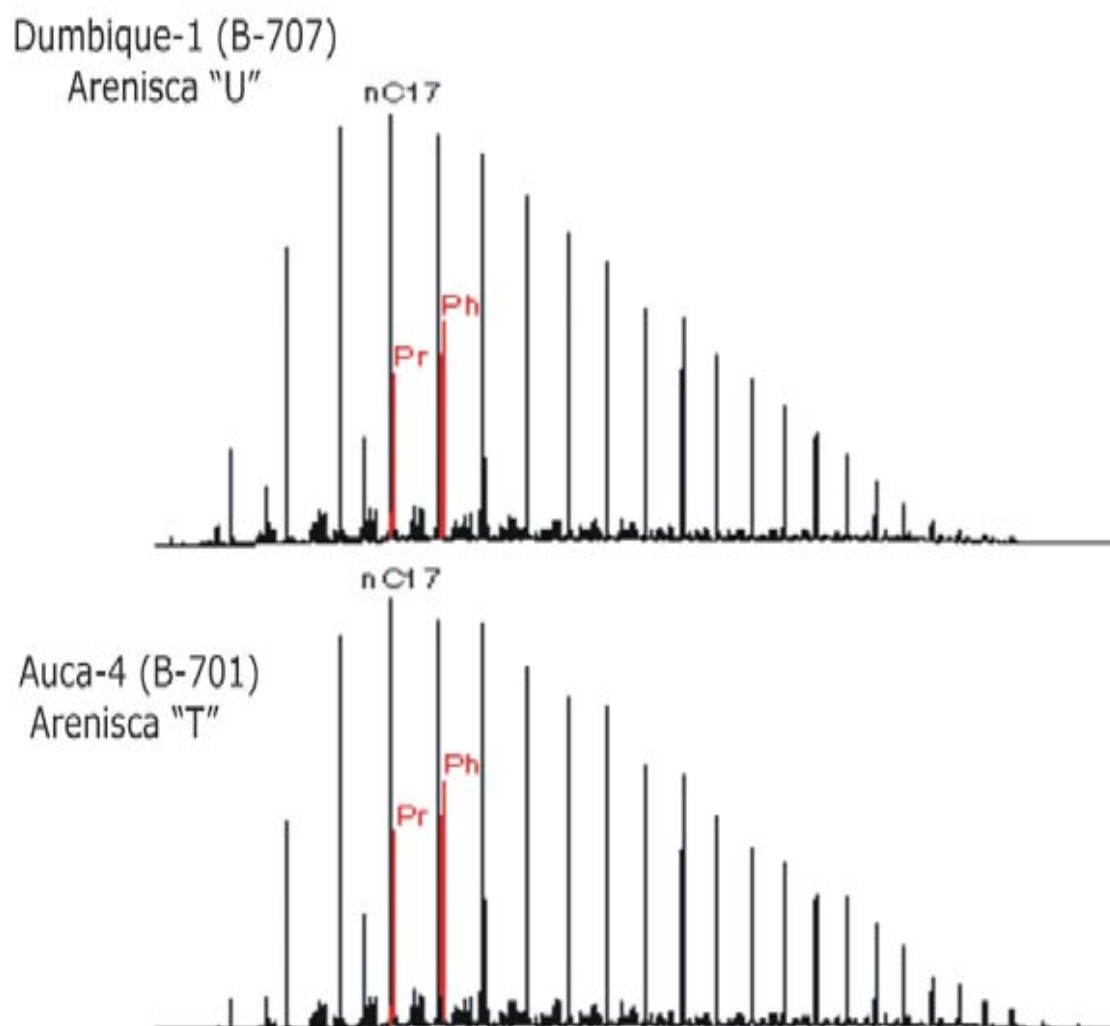


Fig. 7.8. Cromatograma de gases (TIC) de la fracción de hidrocarburos saturados C15+ de los pozos correspondientes a las areniscas "U" (Dumbique-1) y "T" (Auca-4).

VII.6.3.3. Terpanos

Los cromatogramas de masa correspondientes a hidrocarburos terpanos se presentan en la Figura 7.11 (ión 191).

Los petróleos de las areniscas "U" y "T" presentan una buena distribución de hidrocarburos tricíclicos, con una dominancia muy clara de C23/C24. En las Figuras 7.12 y 7.13 se presentan diversas relaciones entre hidrocarburos tricíclicos. Los diagramas muestran un origen claramente marino de

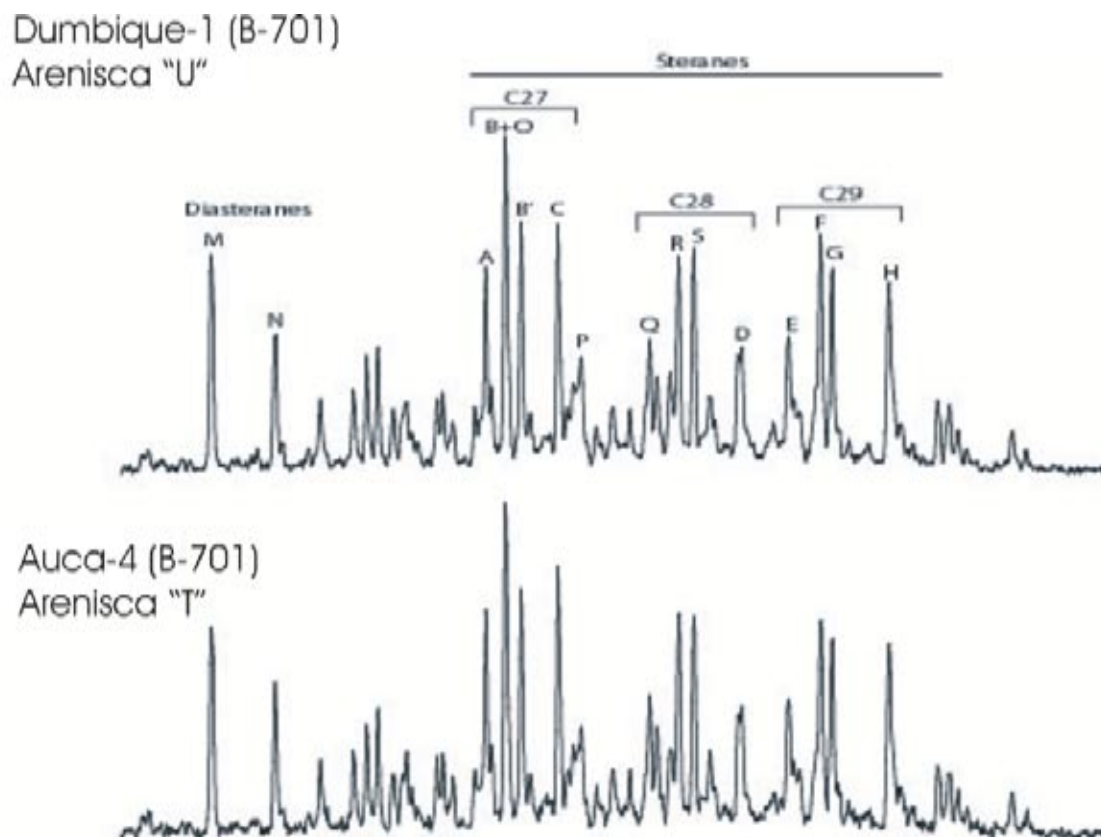


Fig. 7.9. Cromatograma de masa de los esteranos (ión 217) de los petróleos de las areniscas "U" (Dumbique-1) y "T" (Auca-4).

Diasteranos

M = 13á (H), 17 á (H) - Diacholestane 20S (C27)
 N = 13á (H), 17 á (H) - Diacholestane 20R (C27)
 O = 13á (H), 17 á (H) - 24 Ethylcholestane 20S (C29)
 P = 13á (H), 17 á (H) - 24 Ethylcholestane 20R (C29)

Esteranos

A = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - Cholestane 20S (C27)
 B + O = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - Cholestane 20R (C27) + O
 B' = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - Cholestane 20R (C27)
 C = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - Cholestane 20R (C27)
 Q = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - 24 Methyl Cholestane 20S (C28)
 R = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - 24 Methyl Cholestane 20R (C28)
 S = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - 24 Methyl Cholestane 20S (C28)
 D = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - 24 Methyl Cholestane 20R (C28)
 E = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - 24 Ethylcholestane 20S (C29)
 F = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - 24 Ethylcholestane 20R (C29)
 G = 5á (H), 14 á (H), 17 á (H) - 24 Ethylcholestane 20S (C29)
 H = 5á (H), 14á (H), 17 á (H) - 24 Ethyl Cholestane 20R (C29)

Tabla 7.4. Identificación de los componentes de la Figura 7.9.

los petróleos estudiados, la superposición de valores obtenidos para petróleos procedentes de los dos reservorios estudiados, y el carácter arcilloso de las rocas madres (relación C24/C23, tricíclicos).

En la serie de los homohopanos para los petróleos de las areniscas “U” y “T” (Fig. 7.14) se observa que todas las muestras analizadas tienen una distribución idéntica. La relación entre los crudos de las dos formaciones denota que la composición de ambos es igual y que la roca madre que

los originó es la misma.

El diagrama de la Figura 7.15 nos indica la relación en el grado de evolución de los petróleos, para las areniscas “U” y “T”. En el diagrama todas las muestras estudiadas son proyectadas en una misma área, representando así el mismo grado de evolución para los petróleos de las dos areniscas.

En la Figura 7.16 se representa la correlación de los C29 Ts/Tm norhopanos



Fig. 7.10. Diagrama ternario de abundancias relativas de biomarcadores Diasteranos en extracto de roca de las areniscas “U” y “T”.

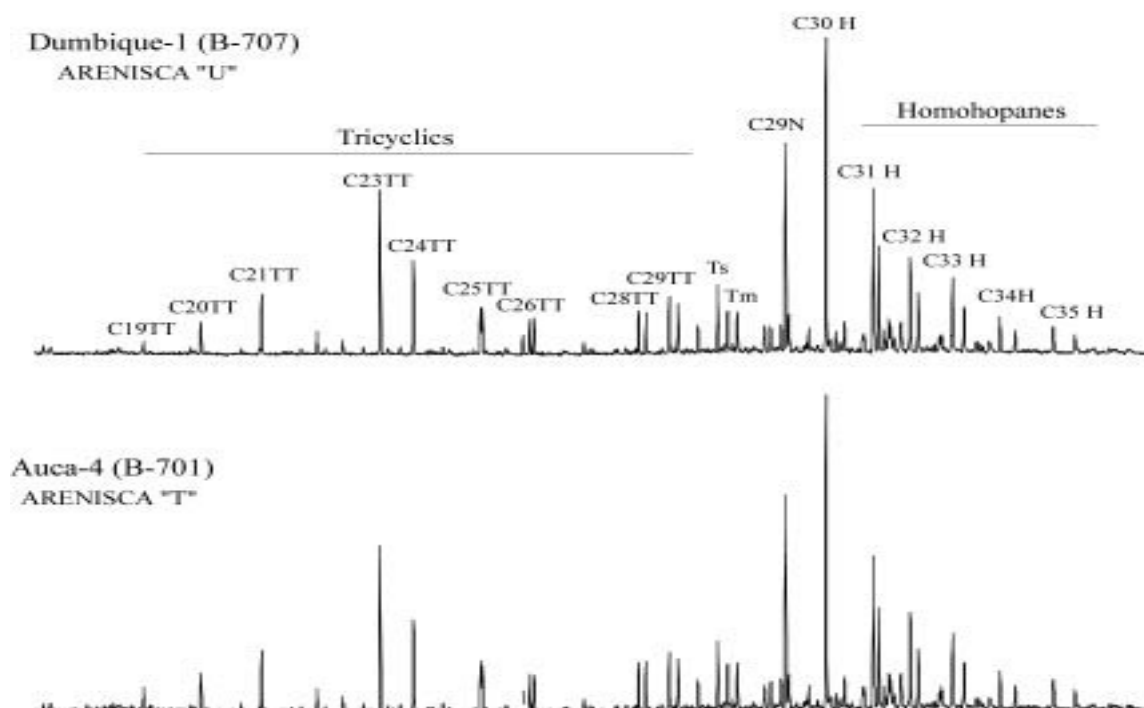


Fig. 7.11. Cromatograma de masa de terpanos (Ión 191) correspondiente a los petróleos de las areniscas "U" (Dumbique-1) y "T" (Auca-4). En el cromatograma se distinguen los C19 TT (terpanos tricíclicos), C29N (C29 norhopanos), C30H (C30 hopano), Ts (trisnorhopano, Tm (trisorneohopano).

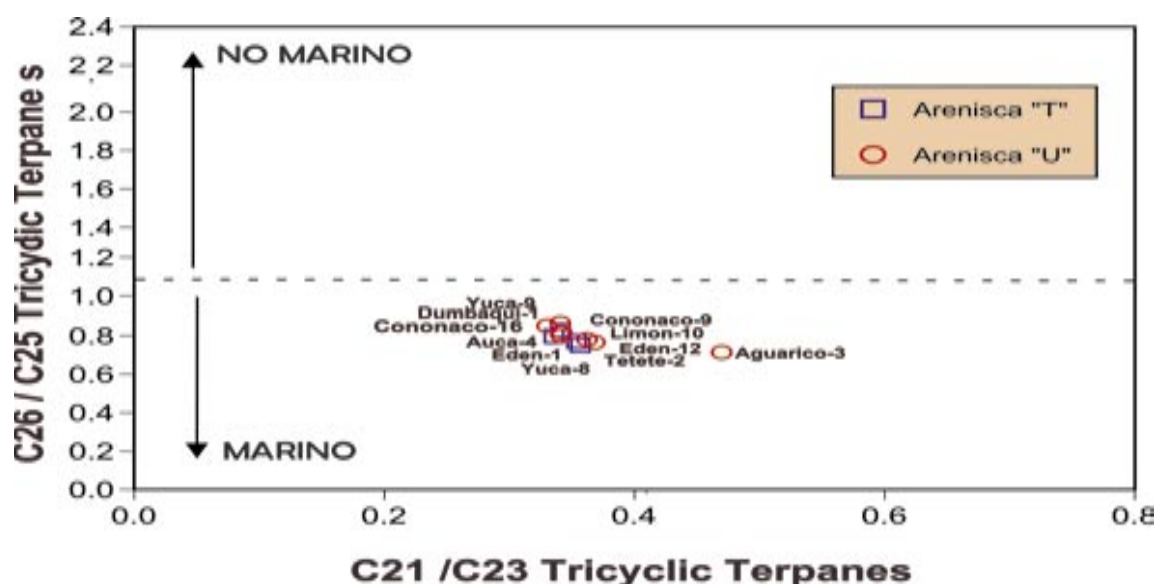


Fig. 7.12. Diagrama de los terpanos tricíclicos, C_{21}/C_{23} vs C_{26}/C_{25} , en el que las muestras se agrupan en el campo correspondiente a origen marino.

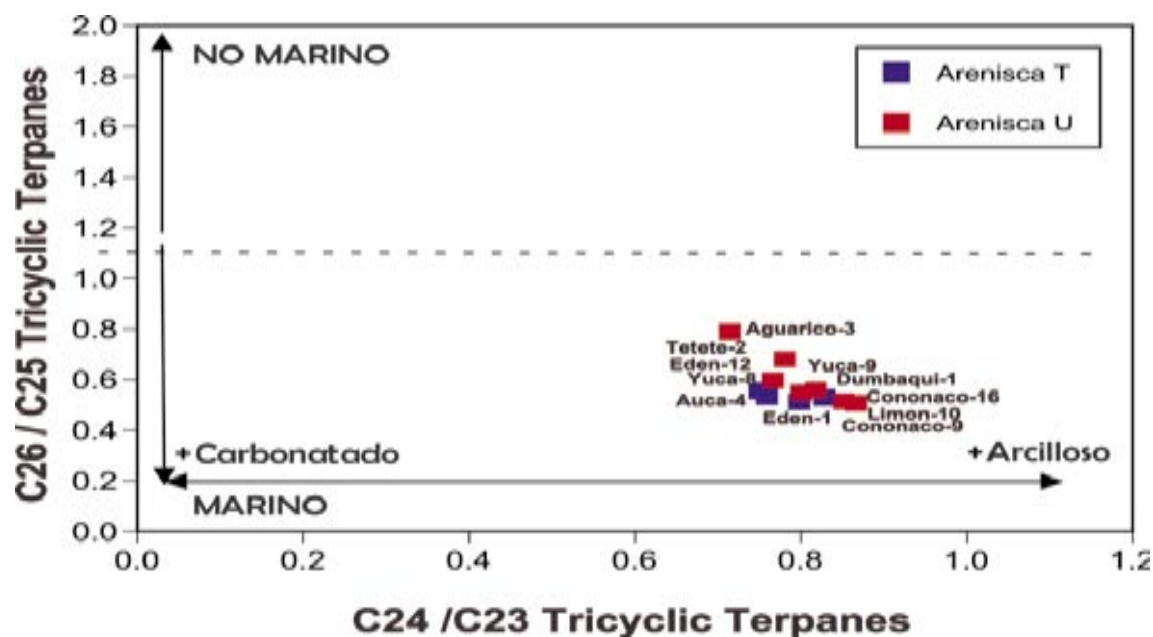


Fig. 7.13. Diagrama terpanos tricíclicos, C_{24}/C_{23} vs C_{26}/C_{25} , en el que las muestras se agrupan en el campo correspondiente a orígenes arcillosos de la roca madre y de origen marino.

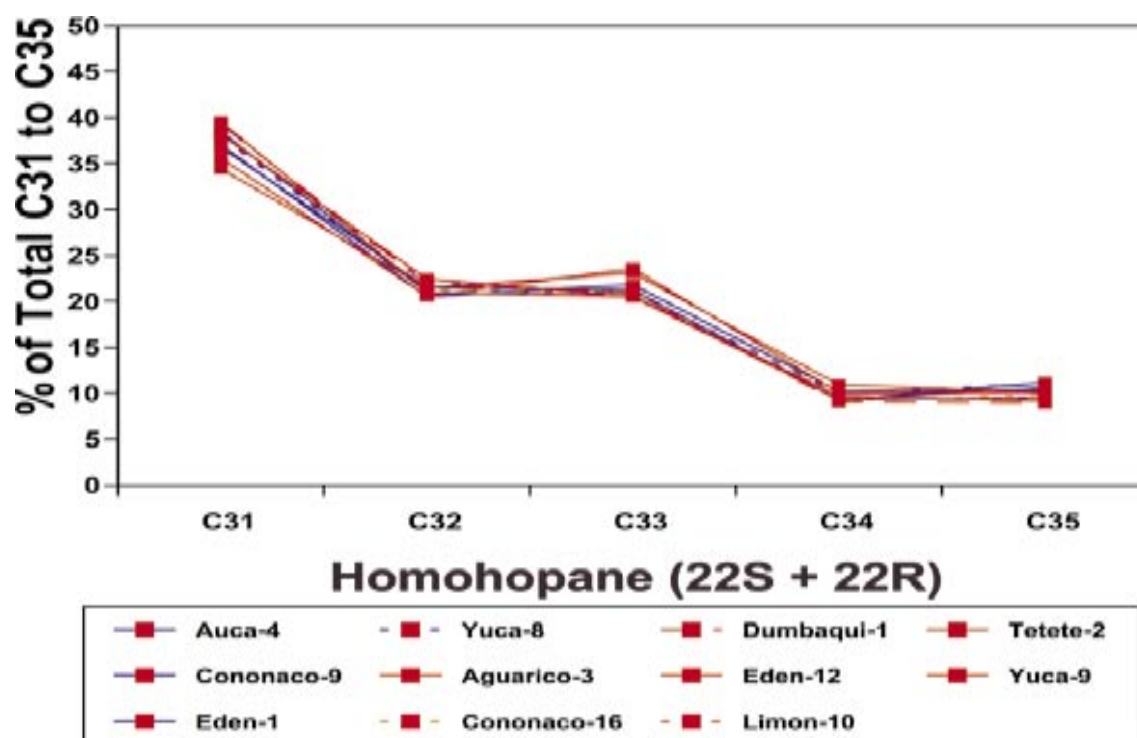


Fig. 7.14. Distribución de la serie homohopánica C_{31}/C_{35} , para los petróleos de las areniscas "U" y "T".

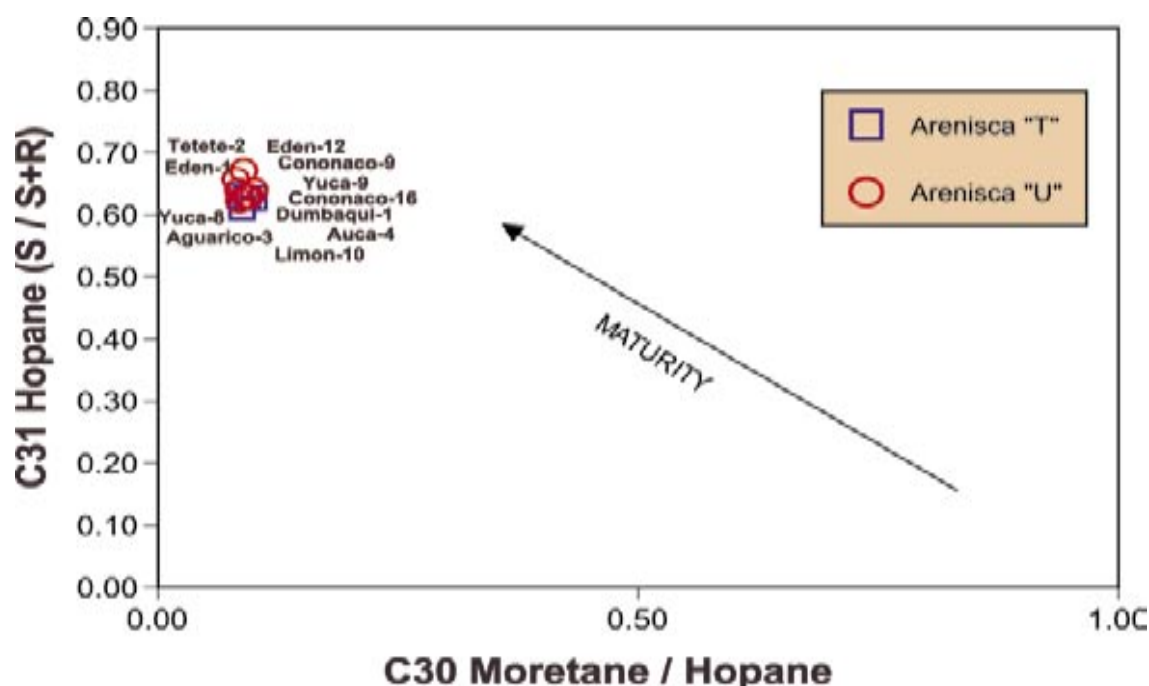


Fig. 7.15. Distribución del porcentaje de hopanos, S/S+R vs C30 moretano/hopano de los extractos de roca de las areniscas "T" y "U".

y los Ts/Tm. Los valores varían entre 0,15-0,20 y 0,30 y 0,50, lo cual muestra una buena correlación.. Los petróleos Tetete-2 y Aguarico-3 presentan valores más altos para ambas relaciones.

VII.6.3.4. Madurez

Las Figuras 7.17 y 7.18 representan el grado de madurez de los petróleos, respecto a los esteranos. Los petróleos de las dos areniscas presentan un grado de madurez medio con valores equivalentes de

vitritas entre 0,6% y 0,9 %. Las relaciones entre esteranos regulares (C27, C28, C29), el porcentaje de los terpanos tricíclicos, los bajos valores de la relación Ts/Tm y los valores muy altos de los índices de Gamacerano sugieren un ambiente de depósito marino confinado (Waples y Machihara, 1991). La interpretación de estos valores tanto en la arenisca "U" como en la arenisca "T" no denotan diferencias, por lo puede afirmarse que el ambiente de sedimentación para ambas formaciones es el mismo (Figs. 7.10, 7.12, 7.13 y 7.14, Tabla 7.3).

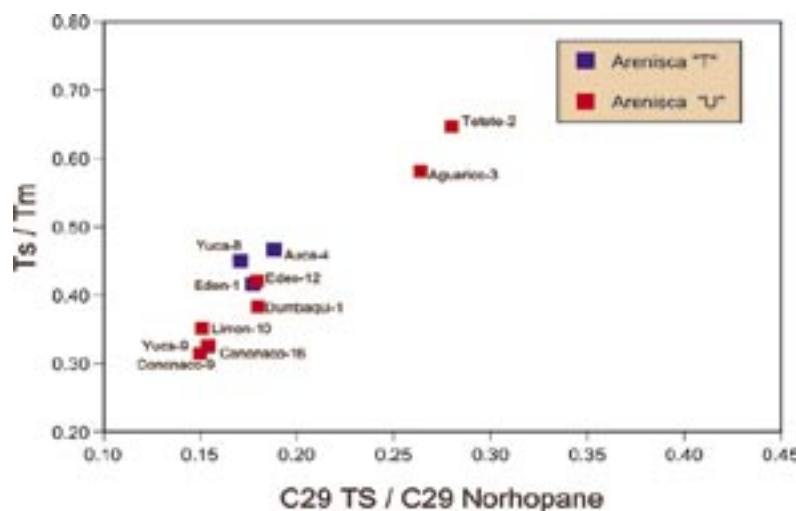


Fig. 7.16. Diagrama Ts/Tm vs $C29\ Ts / C29$ norhopano de los extractos de roca de las areniscas "T" y "U".

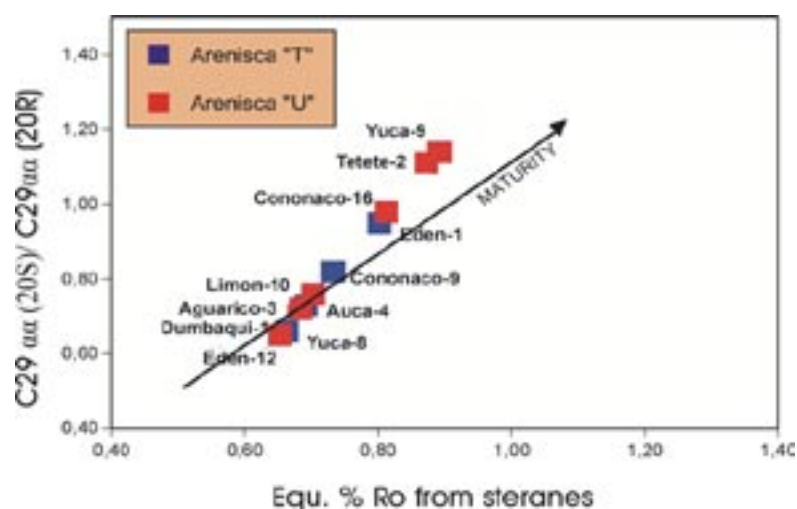


Fig. 7.17. Diagrama de estimación del grado de madurez en función del epímero ethylcholestan ($C20S/R$) de los petróleos de las areniscas "T" y "U".

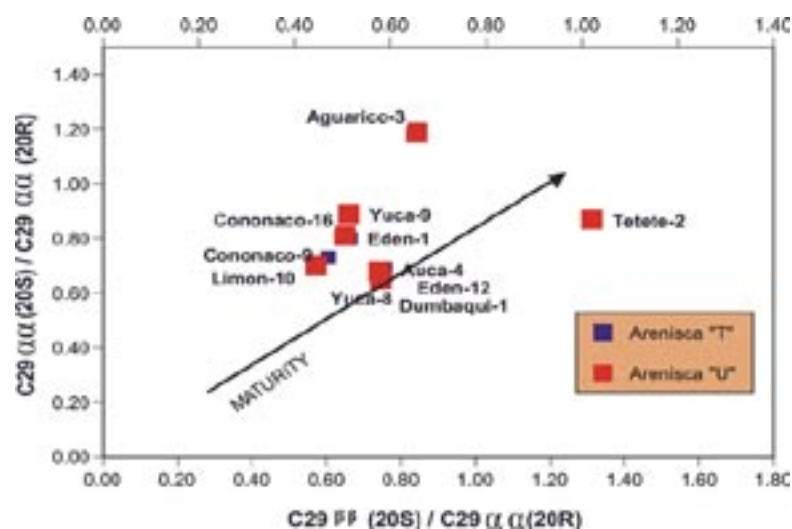


Fig. 7.18. Diagrama de estimación del grado de madurez de los petróleos estudiados en las areniscas "T" y "U".

VII.7. MODELIZACIÓN TÉRMICA

La modelización térmica y de enterramiento de la Cuenca Oriente, se realizó para la mayoría de los pozos estudiados, con el fin de analizar los diferentes escenarios de evolución termal y su historia de enterramiento.

Se han realizado tres modelos, de acuerdo con los distintos parámetros térmicos obtenidos, bien por pirólisis de las lutitas (T_{max}), o bien, a partir de los valores de re ectancia equivalente, calculados a partir del grado de isomerización de los esteranos regulares en petróleos de diferentes pozos y areniscas.

La evolución térmica en la Cuenca Oriente fue estimada en una sólo dimensión térmica y cinética, usando el programa *BasinMod* (*Platte River Associated Inc.*). Para la reconstrucción de enterramiento se utilizaron los espesores de las formaciones, considerando los techos y bases de las unidades estratigráficas para cada uno de los pozos. Se ha considerado también la edad en que comienza cada una de las formaciones, los hiatos y las erosiones. El tiempo estratigráfico, erosiones e hiatos utilizados, corresponden a las edades absolutas de los eventos deposicionales

(Anexo. 7.2). La escala para el tiempo geológico utilizada, fue la propuesta por Baldock (1982). La temperatura de superficie se ha tomado para todo el área como de 23°C.

Para el primer modelo térmico propuesto se ha utilizado el valor de la re ectancia de la vitrinita que sugiere Dashwood y Ebbotts (1990) (Tabla 7.5).

Para el segundo modelo térmico se usaron los valores de T_{max} obtenidas de la pirólisis en lutitas de los pozos Limoncocha-9 y Jivino-3 (Tabla 7.6).

En el tercer modelo termal propuesto se utilizaron las re ectancias equivalentes de los petróleos analizados, basándose en la relación de isomerización de los esteranos C_{29} 20S/20R.

En la figura 7.19 se representa en grado de madurez de la materia orgánica propuesta por Dashwood y Ebbotts (1990) y las re ectancias equivalentes, obtenidas en este trabajo en base a los estudios de los petróleos de las areniscas “U” y “T” .

En todos los casos la estratigrafía y litología en los pozos fue tomada de Jaillard (1997), Baldock (1982) y Dashwood y Ebbotts (1990). La historia termal fue reconstruida estimando la historia erosional

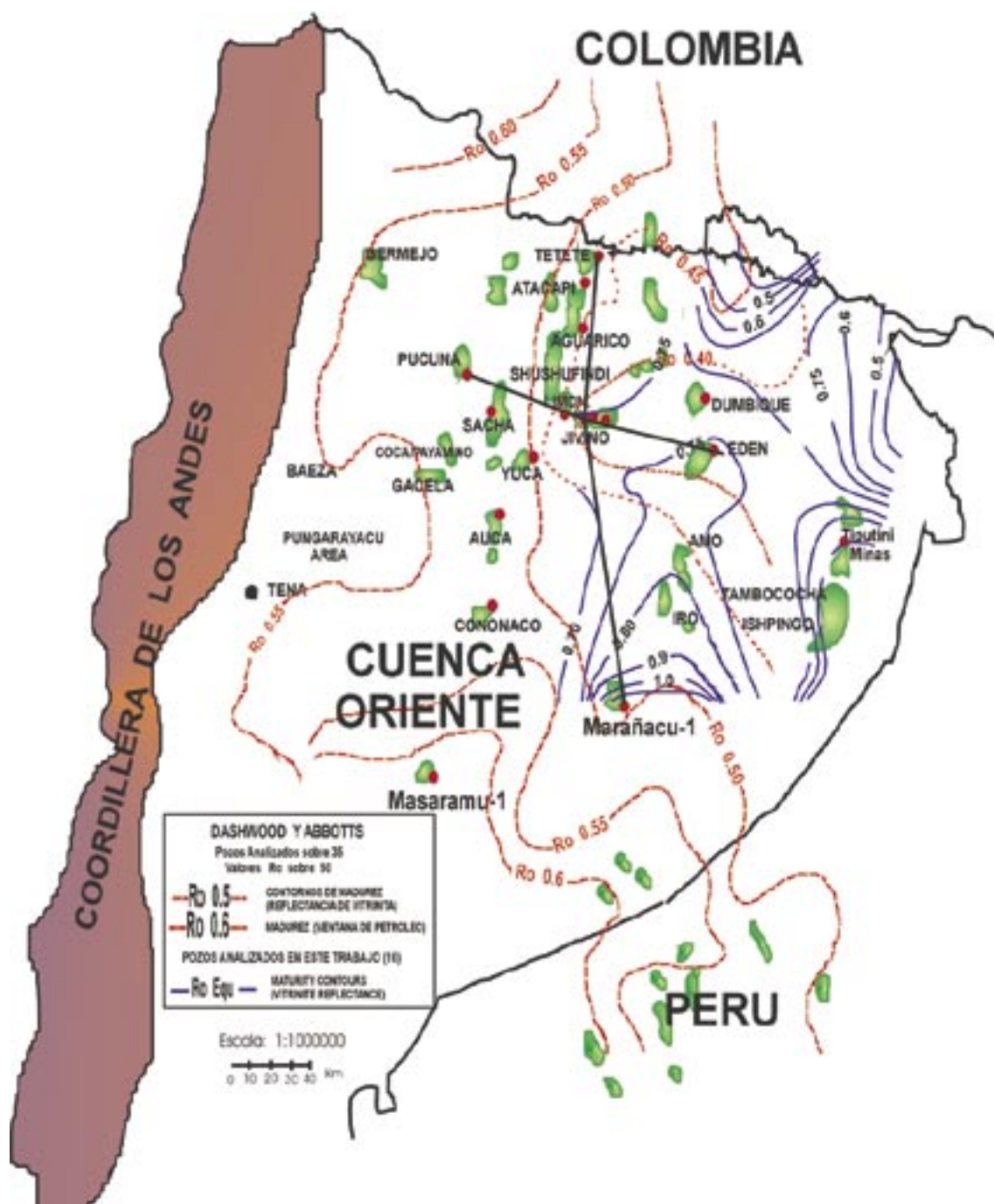


Fig. 7.19. Reflectancias de vitrinitas (Ro): Líneas rojas propuestas por Dashwood y Ebbotts (1990). Líneas en Azul, Ro equivalentes, según análisis de los petróleos de las areniscas “U” y “T” de la Fm Napo.

y ajustando la conductividad térmica y un transitorio flujo de calor restringiéndolo a los modelos de madurez. El fundamento teórico de la modelización térmica se basa en el modelo cinético TTI (índice de tiempo temperatura) (Lopatín, 1971, Waples, 1985).

VII.7.1. DISCUSIÓN Y RESULTADOS

VII.7.1.1. Primer modelo térmico

Los pozos utilizados para la primera modelización están ilustrados en la Figura 7.20, donde esta representada el

área de estudio correspondiente a la Cuenca Oriente. Se seleccionaron dos cortes de la Cuenca: El primero de dirección Oeste-Este, con los sondeos Pucuna-2, Jivino-1 y Eden-10, y el segundo, con dirección Norte-Sur, con los pozos Tetete-1, Jivino-1, Marañacu-1. Los parámetros utilizados para cada uno de los pozos, están representados en las Tablas 7.6 y 7.7. Una vez determinada la reflectancia de la vitrinita para cada uno de los pozos a partir de los análisis de la pirólisis, se estimaron las temperaturas de enterramiento (Anexo 7.3) de acuerdo con las propuestas por Barker y Pawlewicz (1994).

De los análisis realizados se deduce que los valores de reflectancias de

	Prof. Total pie	BHT (logs) °C	T sup. °C	Ro %	T° C Barker y Pawlewicz (1994)	Heat Flow mV/m ²
Eden-10	9700	93	23	0.45	71	36,5
Jivino-1	10096	86	23	0.54	86	39.9
Marañacu-1	9950	108	23	0.65	101	48,3
Pucuna-2	9950	92	23	0.55	88	41,5
Tetete-1	9400	98	23	0.53	85	39.2

Tabla 7.5. Principales parámetros utilizados en el primer modelo térmico.

vitritina varían entre 0,40 y 0,65%, siendo el valor más alto el del pozo Marañacu-1, localizado al sur de la cuenca (Fig. 7.20). Las temperaturas máximas obtenidas varían desde 71 a 101°C (Fig. 7.21). El flujo de calor medido en mV/m^2 es variable en cada uno de los pozos modelizados, siendo el de menor valor en el pozo Eden-10 ($36,5 \text{ mV/m}^2$) que se encuentra al este de la cuenca (Fig. 7.22).

Los flujos de calor obtenido para cada uno de los pozos, en base al modelo térmico de la cuenca, se encuentran en concordancia con los valores de los flujos de calor propuestos para una cuenca de antepaís o tras arco (Anexo 7.4) (Allen et al., 1990; Gretener et al., 1981; Lucazeau et al., 1984; Von Herzen et al., 1984).

El modelo térmico obtenido muestra que la Fm Napo en casi toda la

cuenca se encuentra en la zona inmadura, para la generación de petróleo y gas (Fig. 7.20). La zona de mayor madurez térmica se encuentra al Sur o Suroeste.

Los gráficos de la geohistoria de enterramiento (Fig. 7.20) muestran varias épocas de subsidencias, siendo la más importante la del Mioceno. De acuerdo a la reconstrucción de enterramiento de los pozos modelados, la base de la Fm Napo alcanza su máxima profundidad cerca de 5.000 pies (1.524 m) al final del Mioceno (Fig. 7.20). Hacia el Este, la profundidad máxima alcanzada fue de 4.200 pies (1.280 m). De acuerdo a los gráficos realizados, tasa de generación de petróleo y gases/ TOC vs tiempo, utilizando el programa *BasinMod*, el petróleo en la Cuenca Oriente comenzarían a generarse en el Mioceno Superior (13 Ma) (Fig. 7.22).

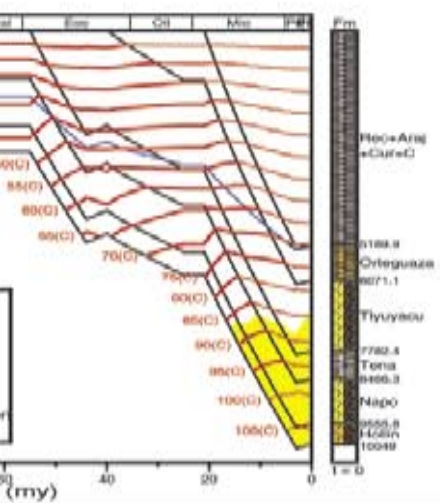
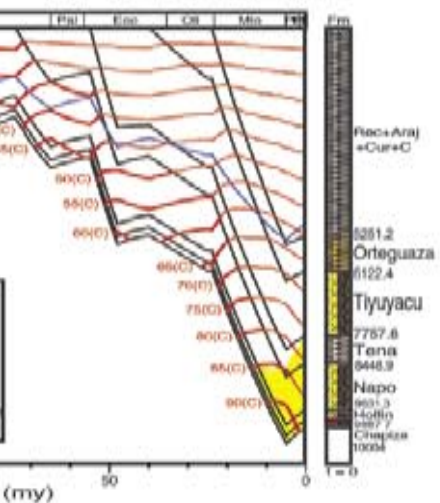
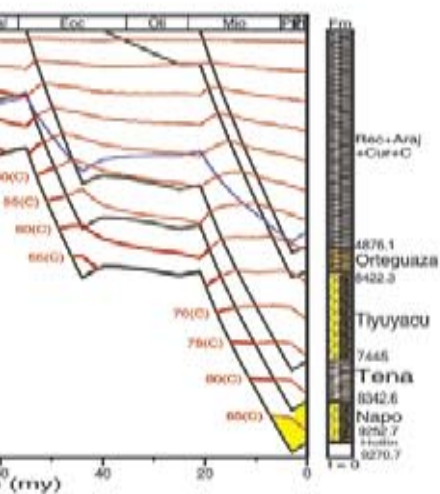
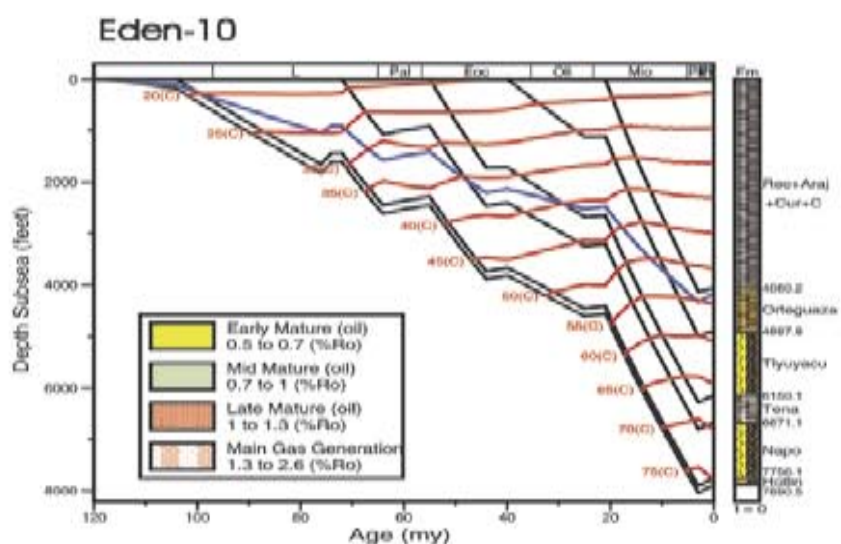


Fig. 7.20 Modelo térmico para los pozos Tetete-1, Jivino-1, Marañacu-1 (Norte-Sur) y Pucuna-2, Jivino-1 y Eden-10 (Oeste-Este). Utilizando las re ectancias de vitrinitas propuestas por Dashwood et al, (1990) y correlacionadas con las re ectancias propuestas en éste trabajo



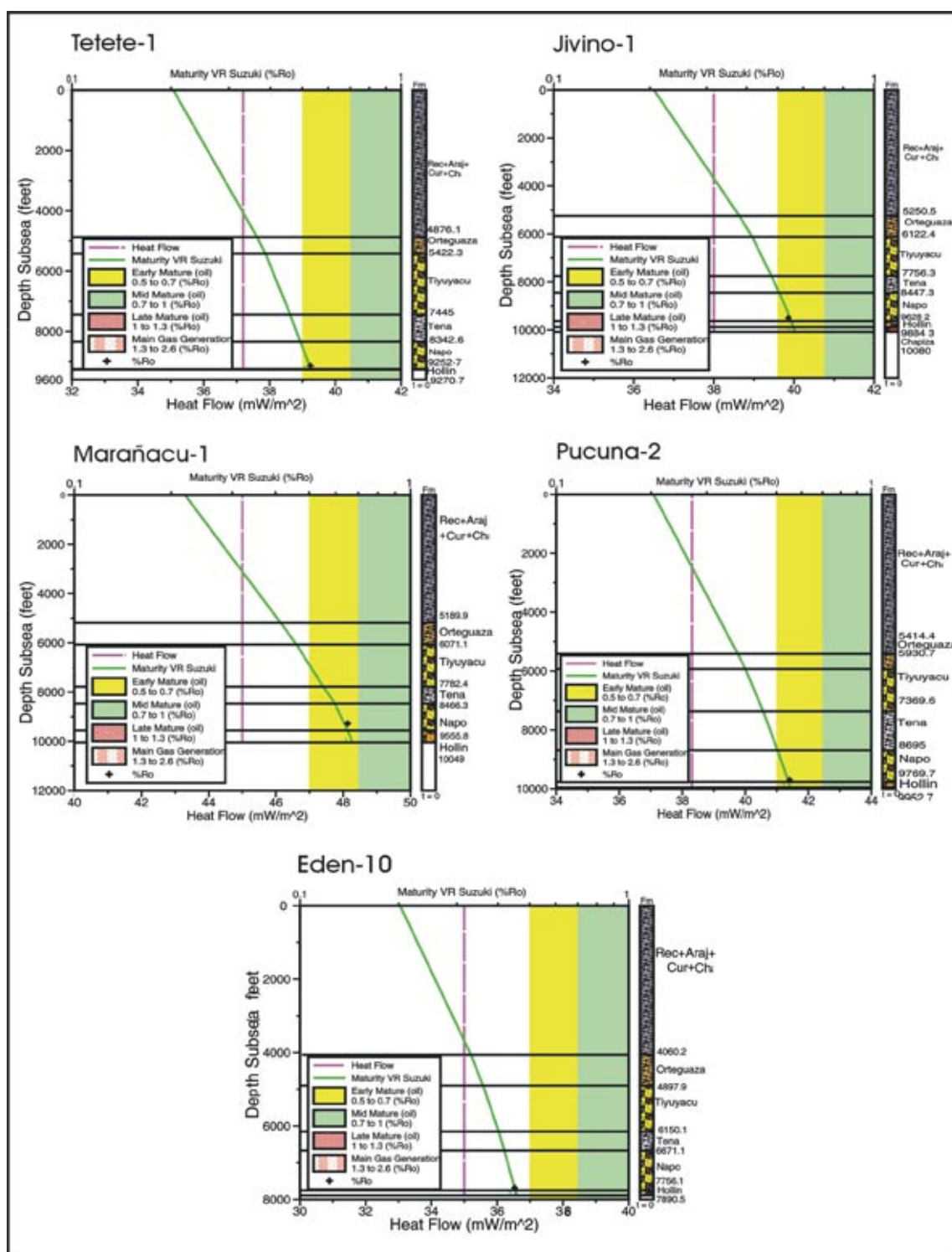


Fig. 7.21. Profundidad vs flujo de calor y madurez, de la primera modelización termal de los pozos (Tetete-1, Jivino-1, Marañacu-1, Pucuna-2, Eden-10).

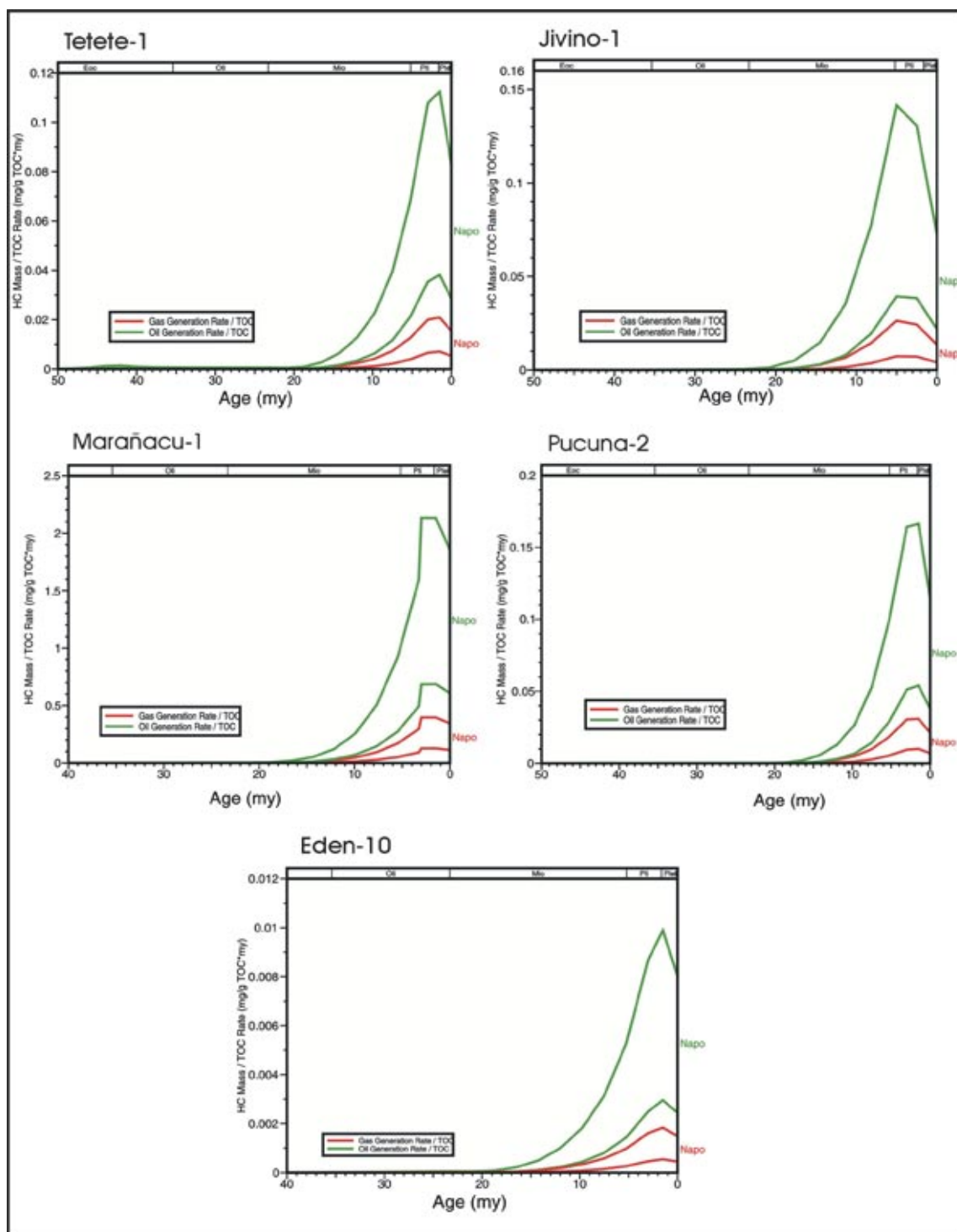


Fig.7.22. Tasa de generación de petróleo y gas/TOC vs tiempo, para la primera modelización de los pozos (Tetete-1, Jivino-1, Marañacu-1, Pucuna-2, Eden-10) de la Fm Napo.

VII.7.1.2.Segundo modelo térmico

En el segundo modelo realizado para los pozos Limoncocha-9 y Jivino-3 (Fig. 7.23), se consideró una reflectancia de vitrinita equivalente de 0,9% (Tabla 7.5), obtenida de los análisis que se realizaron a las lutitas de estos sondeos. Asimismo, se le incorporó al modelo los parámetros obtenidos de la pirólisis *Rock-Eval* (T_{max}). Para estos valores de vitrinita y de acuerdo con las propuestas de Barker y Pawlewicz (1994), la temperatura de enterramiento alcanzarían los 128°C.

El modelo realizado para el pozo de Limoncocha-9 indica que la cuenca tuvo una sedimentación continua hasta los 76 Ma, seguido por un levantamiento que duró 3 Ma. El levantamiento fue seguido por un hiato que duró 2,5 Ma. Después de estos

eventos, siguieron renovadas subsidencias, hasta llegar al tiempo presente. Asimismo, el modelo indica un grado de madurez temprana a 4.811pies (1.466 m). La roca de la Fm Napo en el pozo Limoncocha-9 se encuentra en la ventana de petróleo (zona madura) y el flujo de calor requerido para alcanzar esta madurez es de 58 mV/m². La generación del petróleo en este pozo comenzaría hace 16 Ma (Fig. 7.23; Anexo 7.5).

Para el pozo de Jivino-3, el modelo térmico indica que la cuenca tenía una sedimentación continua hasta los 76 Ma, seguido por un levantamiento que duró 3 Ma. Este, levantamiento fue seguido por un hiato que duró 2,5 Ma. Después de estos eventos, siguieron renovadas subsidencias, hasta llegar al tiempo presente. La roca de la Fm Napo en el pozo Jivino-3 se encuentra en la ventana del petróleo (zona

Sondeo	Muestra	Prof. Total pie	Profundidad pies	BHT (logs) °C	T sup. °C	Tmax °C	Ro Eq. %	T °C Barker y Pawlewicz	Heat Flow mV/m2
Jivino-1	B-779(1)	10096	9495	86	23	439	0,75	113	
Jivino-1	B-779(2)	10096	9504	86	23	439	0,75	113	
Jivino-3	B-782	10000	9491	91	23	445	0,9	128	59
Limon-9	B-806 (C)	9830	9477	93	23	445	0,9	128	58

Tabla 7.6. Reflectancias equivalentes obtenidas a partir de la T_{max} de la pirólisis *Rock-Eval*. Temperaturas calculadas de acuerdo con Barker y Pawlewicz (1994). BHT= temperatura del fondo del pozo. Tsup.= temperatura de superficie. Heat Flow= flujo de calor, medido del modelo térmico.

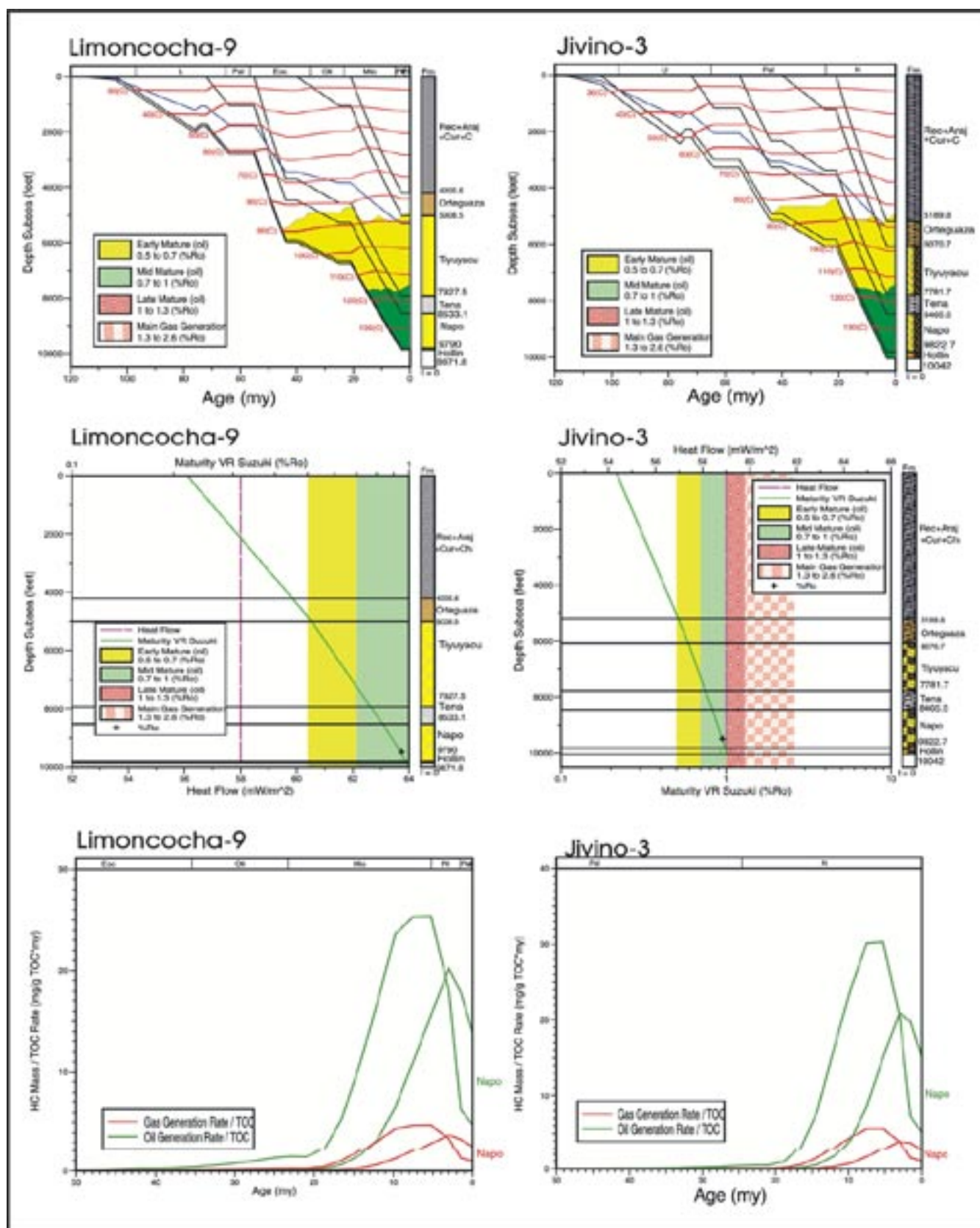


Fig. 7.23. Modelo térmico para los pozos Limoncocha-9 y Jivino-3 de la Fm Napo.

madura), siendo el flujo de calor requerido para alcanzar esta madurez de 59 mV/m² (Fig. 7.23). La generación del petróleo en este pozo comenzaría hace 14 Ma (Fig. 7.23; Anexo 7.6).

VII.7.1.3. Tercer modelo térmico

Para el tercer modelo propuesto se utilizaron las re ectancias equivalentes, obtenidas a partir del grado de isomerización de los esteranos C₂₉ (20S/20R) en los petróleos estudiados (Tabla 7.5B). Los datos fueron extrapolados para cada uno de los pozos modelizados (Tetete-1, Cononaco-4, y Eden-10). La tasa de sedimentación es muy similar en los tres pozos (Fig. 7.22).

Para Tetete-1 la re ectancia equivalente utilizada fue de 0,87%, que corresponde a una temperatura de enterramiento de 125°C. Según Barker y Pawlewicz (1994), el flujo de calor necesario para alcanzar esta madurez es de 65 mV/m². La entrada en ventana de generación de la Fm Napo empezó cuando los sedimentos se encontraban a 5.009 pies (1.526,74 m) de profundidad, a los 25,65 Ma. La etapa principal de generación de petróleo comenzó al alcanzarse un

enterramiento de 8.477,64 pies (2.584 m) hace 13,6 Ma, con una temperatura de 115°C (Fig. 7.24).

Para el pozo Cononaco-4, el valor de la re ectancia equivalente utilizada es de 0,75%, correspondiente a una temperatura de 113°C, según Barker y Pawlewicz (1994). El flujo de calor necesario para que la roca alcance la adecuada madurez sería de 47 mV/m². El inicio de la generación se produce cuando se alcanza un enterramiento de los sedimentos de 6.427 pies (1.959 m) de profundidad, hace 28,4 Ma. La etapa principal de generación de petróleo comenzaría a 9.368 pies (2.855 m), hace 7 Ma, a una temperatura de 112°C (Fig. 7.24; Anexo 7.7).

Para el pozo Eden-10 se utilizó una re ectancia equivalente de 0,8% correspondiente a una temperatura de 118°C (Barker y Pawlewicz, 1994). El flujo de calor necesario para que la roca alcance la adecuada madurez sería de 71 mV/m². El grado de madurez de la roca, comenzó cuando los sedimentos se encontraban a 4.450 pies (1.356 m) de profundidad, hace 17 Ma. La generación de petróleo comenzó a los 11 Ma, con un enterramiento de 6.789 pies (2.069 m) y a una temperatura de 103°C (Fig. 7.24).

Del segundo y tercer modelos térmicos se desprende que de acuerdo a la riqueza de la materia orgánica, la madurez y la historia de enterramiento, toda la cuenca llega a ser la fuente principal de generación del petróleo, para las areniscas “U” y “T” de la Napo. El tiempo de la generación del petróleo según el modelo calculado indica que comenzó en el Mioceno (7-16 Ma).

La falta de suficientes muestras de lutitas para la realización de los análisis de pirólisis y de muestras de petróleo, impide hacer una modelización termal de la cuenca que se pueda presentar como un análisis concluyente en relación a la generación de los petróleos de la Fm Napo. Asimismo, la mayoría de las muestras analizadas de las lutitas y los petróleos de la Fm Napo, se encuentran localizadas en un área específica (centro de la cuenca) y solamente tres muestras de petróleo son del área este de

la misma (Eden-1, Eden-12, Dumbique-1).

Los tres modelos presentados pueden, a priori, ser considerados. Las diferencias entre los valores de reflectancia de la vitrinita propuestos en la bibliografía y las reflectancias equivalentes obtenidas en este trabajo son importantes. Los modelos dos y tres se aproximan más entre ellos y difieren claramente del primer modelo. Aunque es difícil presentar como definitivo, a la luz del estudio realizado los modelos segundo y tercero parecen más plausibles. En cualquier caso sin un estudio de re ectividades sobre las Napo *Shale*, difícilmente podrá darse por bueno un modelo térmico.

Los resultados obtenidos ponen en evidencia que existe un problema por resolver en la Cuenca Oriente, en cuanto a la propuesta de modelos térmicos.

Nombre pozo	Arenisca "U"		Nombre pozo	Arenisca "T"	
	Ro equiv. del petróleo Baker y Pawlewicz (1994)	T °C		Ro equiv. del petróleo Baker y Pawlewicz (1994)	T °C
Aguarico-3 (B-705)	0,58	105	Anca-4 (B-701)	0,69	106
Cononaco-16 (B-706)	0,81	119	Cononaco-9 (B-702)	0,73	111
Dumbique-1 (B-707)	0,58	105	Eden-1 (B-703)	0,8	118
Eden-12 (B-708)	0,55	101	Yuca-8 (B-704)	0,66	102
Limoncocha-10 (B-709)	0,7	107			
Tetete-11 (B-710)	0,87	125			
Yuca-9 (B-711)	0,89	127			

Tabla 7.7. Reflectancias equivalentes obtenidas a partir del grado de isomerización de los esteranos en los petróleos estudiados y Temperaturas de enterramiento según Barker y Pawlewicz (1994),

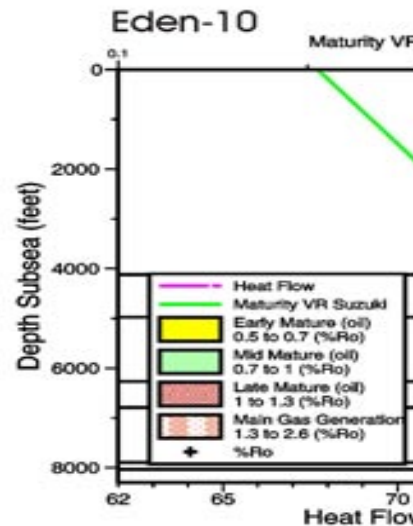
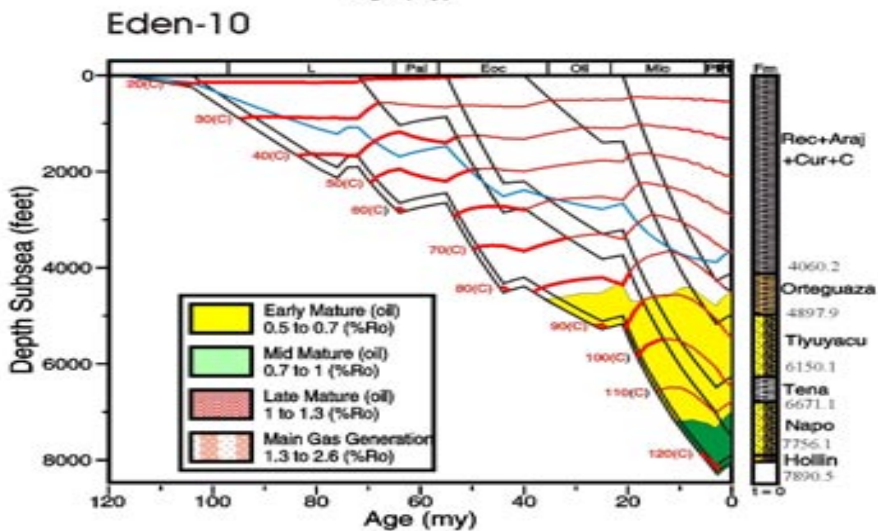
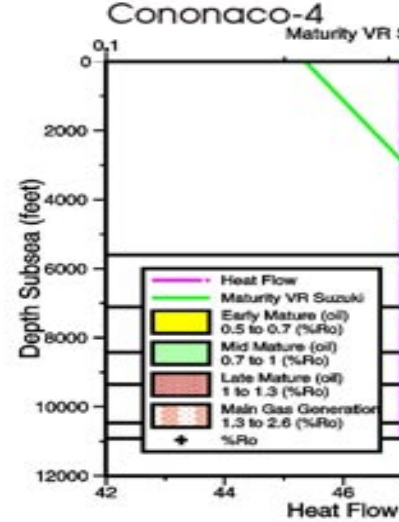
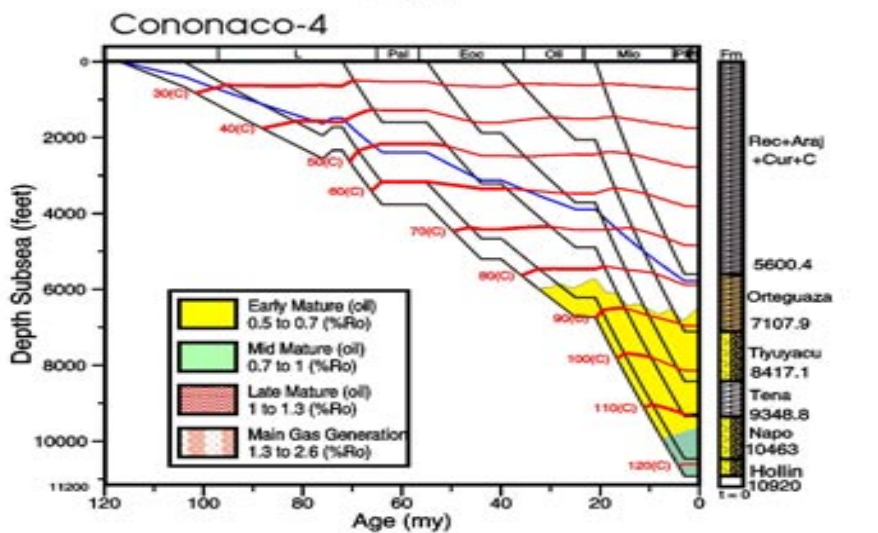
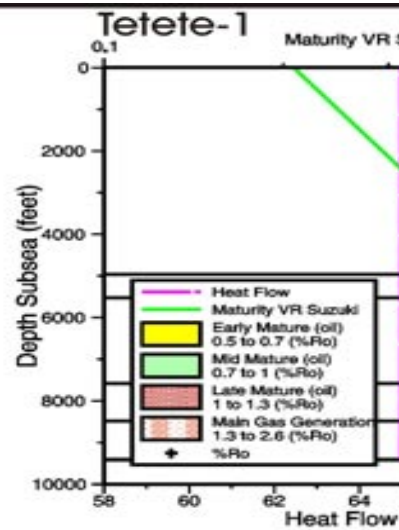
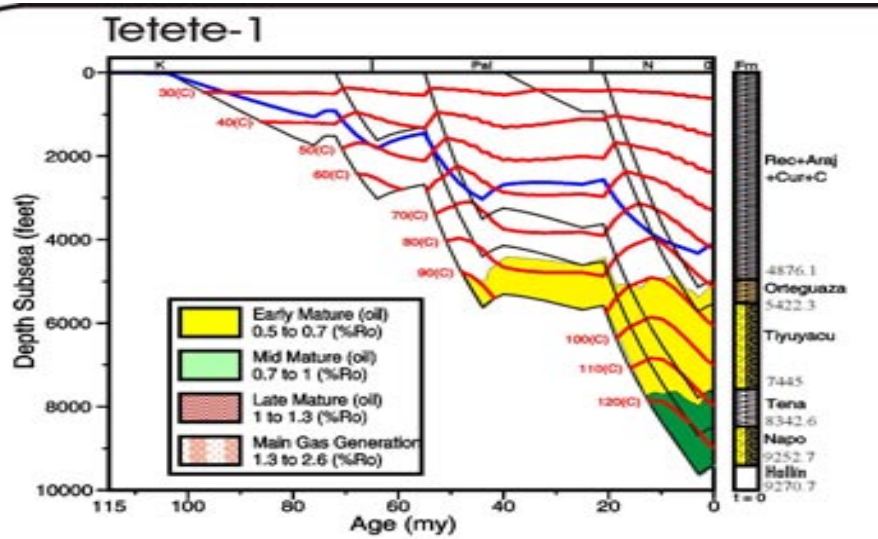
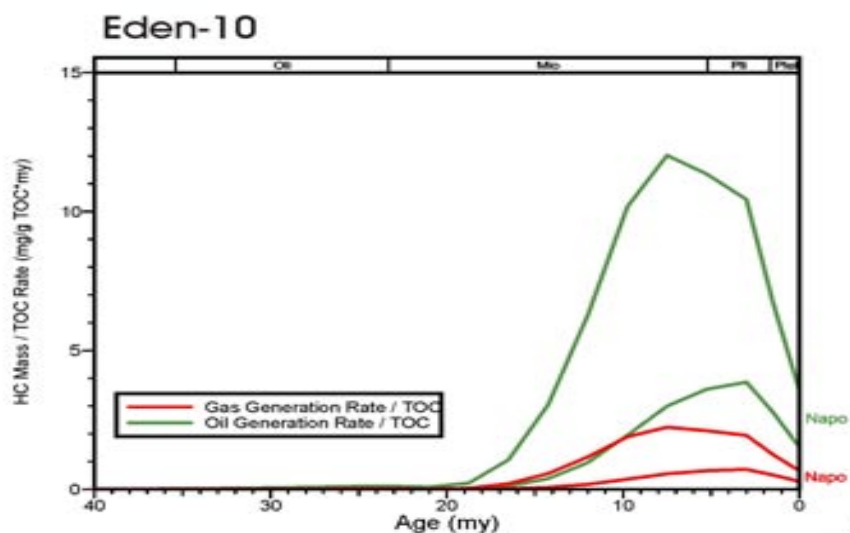
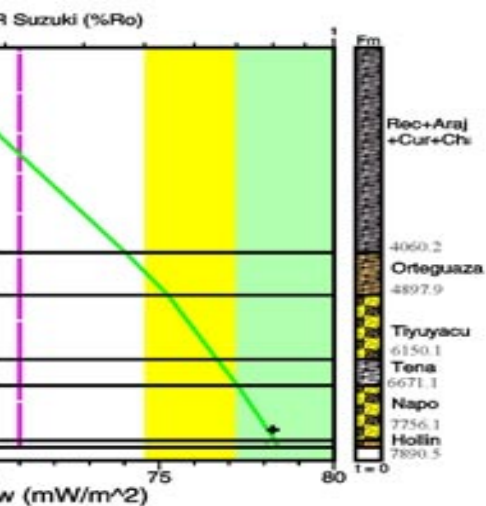
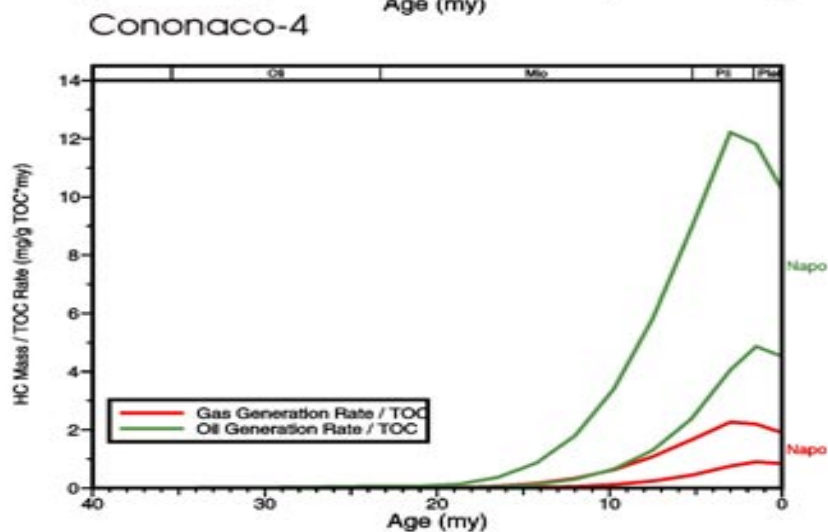
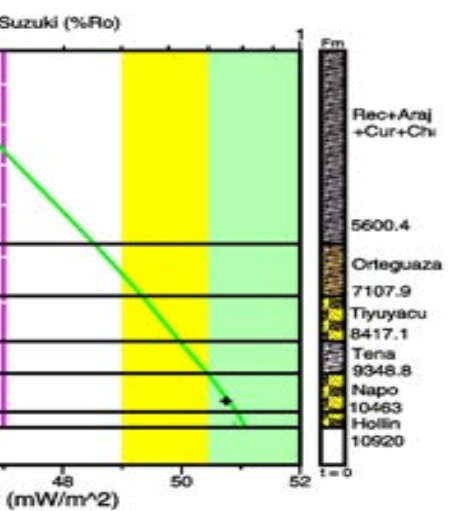
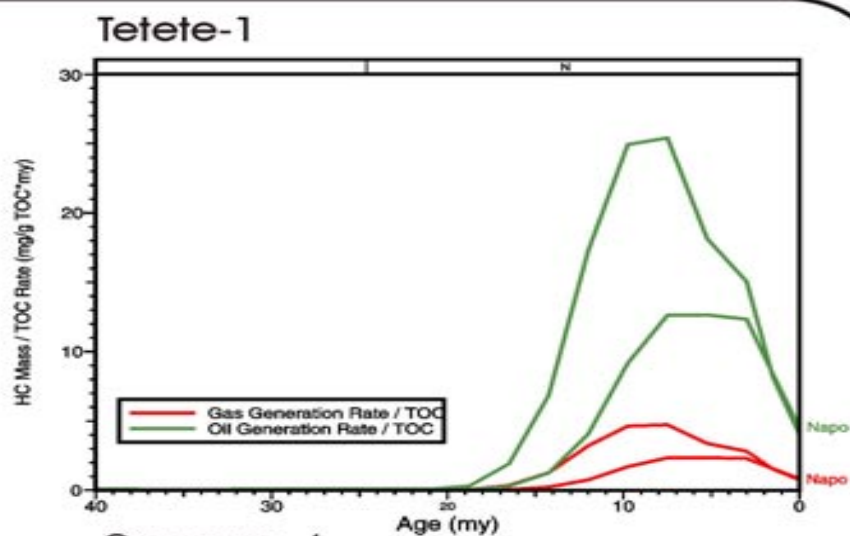
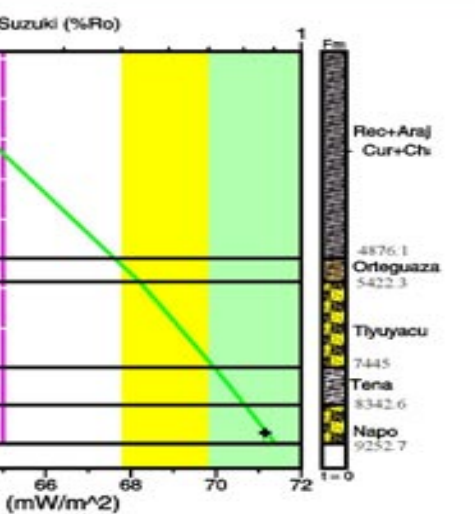


Fig. 7.24 Modelo térmico, para los pozos Tetete-1, Cononaco-4 y Eden-10 de la Formación Napo. Utilizando las Reflectancias equivalentes del petróleo.



Capítulo VIII

Conclusiones

VIII. CONCLUSIONES

1.- Las areniscas reservorios “U” y “T” de la Fm Napo del Cretácico, en el Oriente de Ecuador, se han clasificado como cuarzoarenitas y, subordinadamente, como subarcosas. Sus características texturales son muy similares. La mayoría de los granos detríticos de cuarzo son angulosos y una pequeña proporción redondeados, con escasa presencia de matriz arcillosa, no llegando a alcanzar el 1% del volumen total de la roca.

2.- La combinación de todos los análisis de procedencia realizados para las areniscas “U” y “T”, junto con los eventos tectónicos y paleogeografía de la cuenca, sugieren aportes de rocas graníticas procedentes del Escudo Guayanés, al Este de la Cuenca Oriente y de las formaciones jurásicas pre-existentes (Fms Santiago y Chapiza), formadas por rocas metamórficas de bajo grado.

3.- Los cementos filosilicáticos más abundantes son de illita, clorita y caolín. Los dos primeros son eodiagenéticos y más abundantes en los pozos que se encuentran en el centro de la cuenca. Estos minerales podrían favorecer la preservación de la porosidad intergranular

primaria, retardando el desarrollo del sobrecrecimiento del cuarzo. Sin embargo, por los datos obtenidos en este trabajo, estos cementos han actuado favoreciendo la compactación mecánica y química en los dos reservorios. El cemento de caolín, que se encuentra en la mayoría de los pozos, se produce durante la eodiagénesis por alteración de los feldespatos y de las micas, produciendo microporosidad y epimatríz, como resultado de la percolación de aguas meteóricas en los poros de las areniscas. Durante la mesodiagénesis tiene lugar la transformación de caolinita en dickita, a profundidades entre 2-4 km. Este proceso está relacionado con la interacción de las aguas ácidas producidas por la maduración de la materia orgánica en las lutitas intercaladas.

4.- Otro cemento temprano, que contribuyó a la pérdida de la porosidad primaria, es la siderita **S1**, que afecta principalmente a las areniscas transicionales a uviales, que se encuentran en el Norte-centro y Este de la cuenca. Este cemento precipitó durante la eodiagénesis, donde el hierro procedería de la alteración de las micas e intraclastos arcillosos ricos en materia orgánica.

5.- El primer cemento en formarse, al comienzo de la etapa de mesodiagénesis,

es el de cuarzo, que por los datos de relaciones texturales, de fluorescencia y de temperaturas de homogeneización (Th), se considera que empezó a precipitar a temperaturas próximas a 80°C. No obstante, según los datos isotópicos obtenidos para los cementos carbonáticos, el sobrecrecimiento de cuarzo pudo empezar a precipitar a temperaturas inferiores. Este cemento es el principal factor en la pérdida de la porosidad primaria de los dos reservorios. La precipitación del cuarzo posiblemente tuvo lugar al final del Cretácico e inicio del Paleoceno, antes de la llegada del petróleo a la cuenca, que ocurrió durante el Mioceno. Después de la entrada del petróleo en los reservorios el cemento de cuarzo siguió precipitando. Este dato se corrobora por la presencia de petróleo en las inclusiones fluidas entre el cemento de cuarzo y el grano detrítico, que se pueden observar mediante fluorescencia.

6.- Los cementos carbonáticos siderita **S2**, calcita y dolomita-Fe/ankerita, están presentes en forma de parches y su valor promedio no sobrepasa el 2% en ambas areniscas, lo que indica que su incidencia en la calidad de los reservorios es mínima. Estos cementos son post-cemento de cuarzo, por lo que se les podría atribuir una edad entre el Paleoceno Superior y el Eoceno, antes de la llegada

del hidrocarburo a la cuenca.

7.- La siderita **S1** tiene un alto contenido en Fe y Ca, bajo contenido en Mn y, ocasionalmente, presenta zonación. La siderita **S2** tiene un alto contenido en Mg y bajo contenido en Fe y Mn, y muestra zonación geoquímica. Este cemento, con contenidos entre 5-30% mol MgCO_3 (sideroplesita) precipitó como resultado de la disminución del Fe en profundidad y la descarboxilación de la materia orgánica en las lutitas intercaladas. Aunque no han podido separarse los dos tipos de sideritas (**S1** y **S2**), los datos isotópicos reflejan dos grupos de valores que posiblemente indican: a) un origen meteórico para la siderita **S1** (con valores menos negativos del $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$) y b) para **S2**, sugieren una mayor descomposición de la materia orgánica (con valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$), y el incremento de la temperatura (valores más negativos en $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$).

8.- Los cementos de calcita y dolomita-Fe son mesodiagenéticos, post-cemento de cuarzo y siderita **S2**, cuando esta última está presente. El alto contenido en Fe y Mg en la dolomita-Fe/ankerita, y los valores isotópicos negativos entre -5 y -14 $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ indican un amplio rango de temperaturas, debido al progresivo efecto diagenético durante el enterramiento. Los

valores del $\delta^{13}\text{C}$ (-3 y -7‰) indican que la cantidad de oxidación de la materia orgánica podría controlar la mineralogía de estos cementos. Así, la alta oxidación del carbono orgánico favorece la precipitación de dolomita-Fe, y la baja oxidación la precipitación de calcita o siderita.

9.- La pérdida de porosidad primaria se produce en los dos reservorios, fundamentalmente, por procesos de cementación. Los valores de los índices de compactación COPL (promedio 13% en “U” y 4% en “T”) y cementación CEPL (promedio 17% en “U” y 23% en “T”), reflejan claramente el control del índice de cementación sobre la compactación. La porosidad secundaria (promedio 6% en “U” y en 4% “T”) se produjo por la disolución de los feldespatos y de los cementos carbonáticos, generando poros agrandados y porosidad intergranular de poros conectados.

10.- La historia diagenética acaecida en las areniscas reservorio “U” y “T” no ha deteriorado considerablemente la capacidad del reservorio, debido a que gran parte de su porosidad intergranular primaria ha sido preservada (promedio de 22% en la arenisca “U” y 26% en la arenisca “T”). Además, la generación de un porcentaje moderado de porosidad secundaria permite

considerar a ambas areniscas como buenos reservorios.

11.- Los petróleos analizados en las dos areniscas, presentan biomarcadores muy similares, indicando un origen común (roca madre), derivado de rocas generadoras de origen siliciclástico marino, próximo a la línea de transición a continental, y con kerógenos de tipo II/III, enriquecido con materia algal.

12.- Los análisis geoquímicos de rayos X y de MEB, realizados a las lutitas intercaladas, no son concluyentes respecto a la posibilidad de ser rocas madres del petróleo extraído en las areniscas “U” y “T”. Sin embargo, los análisis de fluorescencia indican la presencia de materia orgánica de tipo II y III.

13.- Se realizaron tres modelos térmicos, bajo diferentes condiciones, para conocer la historia de enterramiento y su variabilidad en la cuenca.

A) El primer modelo se realizó utilizando datos bibliográficos, junto con los datos obtenidos en este trabajo. El modelo sugiere que las areniscas estudiadas y las lutitas intercaladas son rocas inmaduras, y no se encuentran en la ventana de hidrocarburos.

B) El segundo modelo térmico

se efectuó utilizando los valores de las reflectancias de vitrinitas ($R_o = 0.9\%$) de las lutitas y con los datos obtenidos en la pirólisis *Rock-Eval* (TOC, T_{max}). El modelo sugiere que el petróleo que se encuentra a techo de la Fm Napo comenzó a generarse entre 7,5 y 9 Ma, en el Mioceno (Tortonense), y el que se encuentra en la base de la Formación entre 14 y 16 Ma, en el Mioceno (Langhiense-Burdigaliense).

C) El tercer modelo, se realizó utilizando la reflectancia equivalente obtenida a partir del grado de isomerización de los esteranos. Con estos valores, la generación temprana del petróleo comenzaría entre 7 y 14 Ma, en el Mioceno (Tortonense-Serravaliense).

Los resultados obtenidos en los modelos B y C presentan gran similitud en cuanto al tiempo de generación del petróleo, con lo cual podrían considerarse válidos y aplicables a la cuenca.

14.- El grado de madurez del petróleo y de la materia orgánica de las lutitas de la Fm Napo es similar ($R_o = 0.9\%$). Este valor indica que las lutitas de la Fm Napo son intervalos térmicamente maduros, capaces de generar hidrocarburos y, probablemente, hayan contribuido a la generación del petróleo existente en la cuenca.

Capítulo IX

Bibliografía

IX. BIBLIOGRAFÍA

- Aagaard, P., Egeberg, P.K., Saigal, G.C., Morad, S. and Bjorlykke, K. (1990).** Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway. II. Formation Water chemistry and Kinetic considerations. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 575-581.
- Al-Aasm, I.S., Taylor, B.E. and South, B. (1990).** Stable isotope analysis of multiple carbonate sample using selective acid extraction. *Chemical Geology*, 80: 119-125.
- Allen, P.A. and Allen, J.R. (1990).** *Basin Analysis: Principles and Applications*. Blackwell Scientific Publications, London: 301.
- Almeida, J.P. (1986).** Estudio de litofacies y del contacto agua petróleo de la Arenisca "T" del Campo Libertador. *Memoria tomo III: Geología del petróleo Ingeniería de petróleo*, 1: 119-148.
- Amorisi, A. (1997).** Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glauconite a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109: 135-153.
- Arzi, A.A. (1978).** Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44: 173-184.
- Aspden, J.A. and Litherland, M. (1992).** The geology and Mesozoic collision history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205: 187-204.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Bernal, C., Christophoul, C., Dávila, M., Galarraga, R., Morocco, A., Valdéz, and Vega, J. (1998).** Structural style and timing of hydrocarbon entrapments in the Ecuadorian Oriente Basin (abs.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 82: 1889.
- Baldock (IGS) J.W. (1982).** Geología del Ecuador. *Ministerio de Recursos Naturales* 1: 1-65.
- Balkwill, H., Rodriguez, G., Paredes, F.I. and Almeida, J.P. (1995).** Northern part of the Oriente Basin, Ecuador: Reflection seismic expression of structures, In: Tankard, A.J., Suarez, R and Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 62: 559-571.
- Barclay, S.A. and Worden, R.H. (2000).** Geochemical modelling of diagenetic reactions in a sub-arkosic sandstone. *Clay minerals*, 35: 57-67.

- Barker, C.E. and Pawlewicz, M.J. (1994).** Calculation of Vitrinite Reflectance from thermal histories and Peak Temperatures A comparison Methods. *Geological Survey*, 1: 13 p.
- Barragan, R., Ramirez, F. and Baby, P. (1997).** Evidence of an Intra-plate “Hot Spot” under the Ecuadorian Oriente basin during the Cretaceous Tectonic Evolution. *VI Simposio Bolivariano, Cartagena de Indias, Colombia I*.
- Barshad, I. (1966).** The effect of variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and base igneous rocks. In: Short Course in burial diagenesis, Hutcheon, I. E, (Eds.), *Proc. Intl. Clay Conf.*, 1: 167-173.
- Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, W.C. and Mack, G.H. (1975).** Re- evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45(4): 873-882.
- Basu, A. (1976).** Petrology of Holocene eolian sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 694-709.
- BEICIP. (1985).** Hydrocarbon Potential of the Southern part of the Oriente Basin. *Informe*. 1: 1-76.
- Bein, A. and Sofer, Z. (1987).** Origin of oils in Helez region, Israel - Implications for exploration in the Eastern Mediterranean. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 71: 65-75.
- Belotti, H., Silvestro, J., Conforto, G., Miguel, P., Erlicher, J., Rodríguez, J. and Rossello E. (2003).** Recognition of tectonic Events in the Conformation of Structural Traps in the Eastern Oriente Basin, Ecuador. *Search and discovery*, 30019(1): 1-12.
- Bernal, C. (1998).** Modelo teórico de generación y migración de hidrocarburos de la Formación Napo en la cuenca Oriente Ecuador. *Tesis de grado inédita*.
- Berner, R.A. (1980).** *Early Diagenesis: A theoretical Approach*. Princeton Univ. Press, New Jersey: 241 pp.
- Beroiz, C.P. (1994).** Geología de las Cuencas Subandinas y su interés petrolífero. *Tesis de grado inédita*: 291-296.
- Berrones, G. (1992).** Estudio de la subsidencia de la Cuenca Oriental ecuatoriana entre el Jurásico Superior y el Reciente.

- Simposio Nacional: Investigación y desarrollo tecnológico en el área de hidrocarburos. *Conuep-Petroproducción* (Eds.), 2: 937-968.
- Bertrand, P. (1984).** Geochemical and petrographic characterization of humic coals considered as possible oil source rocks Org. *Geochemistry*, 6: 481-488.
- Bjorlyke, K. and Egeberg, P.k. (1993).** Quartz cementation in sedimentary basins. *Bull. American Association of Petroleum Geology*, 77: 1538-1548.
- Bjorlyke, K. (1998).** Clay mineral diagenesis in sedimentary basins: a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. *Clay minerals*, 33: 15-34.
- Boles, J.R. and Ramseyer, K. (1987).** Diagenetic carbonate in Miocene sandstone reservoir, San Joaquin Basin, California. *American Association of Petroleum Geology*, 71: 1475-1487.
- Bornenave, M.L. (1993).** *Applied Petroleum Geochemistry. Technip. Paris*: 524 pp.
- Bristow, C.R. and Hoffstetter, R. (1977).** *Lexique Stratigraphique International. Centre National of the Recherche Scientifique, Paris.* 2nd (Ed.), 150 pp.
- Burgl, H. y Dumit, T.Y. (1954).** El Cretáceo Superior en la región de Girardot. *Bol. Geol. Bogotá* 2(1): 23-48.
- Burgl, H. (1957).** Bioestratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. *Bol. Geol. Bogotá*, 5(2): 113-185.
- Canfield, D.E. (1989).** Reactive iron in Marine sediments. *Geochemistry Cosmochemistry. Acta*, 53: 619-632.
- Canfield, R.W., Bonilla, G. y Robbins, R.K. (1982).** Sacha oil field of Ecuadorian Oriente. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 66: 1076-1090.
- Canfield, R.W., Diaz, R.N. y Montenegro, J. (1985).** El Campo Cononaco del Oriente Ecuatoriano. *II Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Bogota.*
- Canfield, R.W. (1991).** Sacha field, Ecuador: Oriente Basin In: Foster, N.H. and Beaumont E.A. (Eds.), *Atlas of Oil and Gas fields, Structural traps V. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 62: 285-305.

- Carothers, W.W., Adami, L.H. and Rosenbauer, R.J. (1988).** Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO₂-siderite. *Geochemistry and Cosmochemistry acta*, 52: 2445-2450.
- Chayes, F. (1952).** Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltinitrite in thin section. *American Mineralogy*, 37: 337-340.
- Christophoul, F., Baby, P. and Dávila, C. (2002).** Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: In Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, 345: 281-298.
- CEPE. (1987).** The Eastern Oriente Basin in Ecuador. Petroleum Geology and hydrocarbon potential. *Informe inédito*, 1-79.
- Ciemat. (2005).** Inclusiones fluidas. *Centro de investigaciones energéticas y de medios ambientales y tecnológicos*.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J.J., Baldock, J.W., Taylor, W.P., McCourt, W. and Snelling, N.J. (1981).** The geology of the Western Cordillera of northern Peru. *Institute Geologists Science*, 5.
- Cox, R. and Lowe, D.R. (1996).** Quantification of the effects of secondary matrix on the analysis of sandstone composition and a petrographic-chemical technique for retrieving original framework grain modes of altered sandstones. *Journal Sedimentology Reservoir*, 65: 1-21.
- Craig, H. (1961).** Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.
- Curtis, C.D. and Coleman, M.L. (1986).** Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(10): 2321-2334.
- Dapples, E.C. (1979).** Diagenesis of sandstones: In: G. Larsen and G.V. Chilingar (Eds.), *Diagenesis in sediment sand sedimentary rocks. Development in sedimentology*, 25 (Elsevier, Amsterdam): 31-97.
- Dashwood, M. y Abbotts. (1990).** Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. *Geological Society Special Publication*, 50: 89-117.
- Debra, K.H. (2001).** The Putumayo-Oriente-Marañon Province of Colombia, Ecuador, and Peru-Mesozoic-Cenozoic and Paleozoic Petroleum Systems. *U.S Geological Survey Digital Data. Series N° 63*: 1-31.

- Decker, J. and Helmond, K.P. (1985).** The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method-discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 618-620.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1962).** Carbonates. In Deer, W.A., Deer, W.A., Howie, R. A., Zussman, J., (Ed.), *Petroleum Geochemistry and exploration of Europe. Blackwell, Oxford*: 113-125.
- Deer, W.A., Howie, W.R. and Zussman, J. (1992).** *An introduction to the Rocks Forming Minerals. Logmans*: 696 pp.
- Del Solar, C. (1982).** Ocurrencia de hidrocarburos en la formación Vivian, Cuenca Maraón, Nororiente Peruano. *Simposio Bolivariano: Exploración petroleras en las cuencas subandinas de Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú*.
- Dewey, J.F. and Bird, J.M. (1970).** Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75: 2625-2647.
- Díaz, B. y Marlon, A. (2000).** Caracterización y reconstrucción paleogeográficas de las Cuencas Pre-Aptienses, en el Oriente Ecuatoriano. *Informe inédito*.
- Dickinson, W.R. (1970).** Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-705.
- Dickinson, W.R. and Suczek. (1979).** Plate tectonics and sandstone compositions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 63: 2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. and Ryberg, P.T. (1983).** Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *G.S.A Bulletin*, 94: 22-235.
- Dickinson, W.R. (1985).** Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G.G (Ed.), *Provenance of Arenites. NATO ASI Series*, 148: 408.
- Dickinson, W.R. (1988).** Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. In: Kleinspehn, K. L. y Paola, C. (Eds.), *New perspectives in Basin analysis. Springer-Verlag, New York*: 3-25.
- E.I.A. (2004).** El petróleo en el Ecuador. *Informe de Energy Information Administration, of Petroproduccion*, 1: 1-5.

- Ehrenberg, S.N. (1993).** Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 77: 1260-1286.
- Energy Venture Opportunities International. (2002).** Onshore N.W. Ecuador "Block": Proven production and Exploration Upside. *Rompetrol*, I: 1-5.
- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P. and Paulet, J. (1977).** Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue Inst. Fr. du Pétro.*, 32: 23-43.
- Espitalié, J., Madec, M. and Tissot. (1980).** Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis; influence on petroleum generation and migration. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 64: 59-66.
- Feininger, T. (1975).** Origin of Petroleum in the Oriente of Ecuador. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59(7): 1166-1175.
- Feininger, T. y Bristow, C.R. (1980).** Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geological Rundsch*, 69.
- Fischer, A.G. (1956).** Desarrollo geológico al Noroeste peruano durante el Mesozoico. *Soc. Geol. Perú, Bol.*, 30: 177-190.
- Fischer, I. and Hudson, J.D. (1987).** In Brooks, J. y Fleet. A.J. (Eds.), Marine Petroleum Source rocks. *Geological Society Special Publication*, 26: 69-98.
- Fisher, K.J., Heasler, H.P. and Surdam, R.C. (1988).** Hydrocarbon Maturation Modelling of the Southern San Joaquin Basin, California, in Studies of the Geology of the San Joaquin Basin, (Ed. S.A. Graham), Pacific Section. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 82: 53-64.
- Fisher, Q.J. and Knipe, R.J. (1998).** Microstructural controls on the petrographical properties of deformation properties. In: Jones, G., Fisher, Q.J., Knipe, R.J. (Eds.), Faulting and fault sealing in hydrocarbon reservoir. *Geological Society of London. Special Publication*, 147: 117-134.
- Galloway, W.E. (1974).** Deposition and diagenetic alteration of sandstone in Northeast Pacific Arc-Related Basin: Implications for Greywacke Genesis. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 379-390.

- Galloway, W.E. (1984).** Hydrological regime of sandstone diagenesis. In: McDonald, D.A. and Surdam, R.C. (Eds.), clastic diagenesis. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 37: 3-13.
- García, A.J., Morad, S., De Ros, L.F. and Al-Aasm I.S. (1998).** Paleogeographical, paleo-climatic and burial history controls on the diagenetic evolution of reservoir sandstone: evidence from the Lower Cretaceous Serraria sandstones in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *International Association Sedimentology*, 26: 107-140.
- García, M., Surdam, R. and Lee, M. (1997).** Generation and expulsion of petroleum and gas from Almond Formation coal, Greater Green River Basin, Wyoming. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 81: 62-81.
- Garzanti, E. and Vezzoli, G. (2003).** A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research*, 73(5): 830-837.
- Gazi, P. (1966).** Le arenarie del Flysch sopracretaceo del Appennino modenese; correlazioni con il Flysch di Monghidoro. *Mineralogical et Petrology Acta*, 16: 69-97.
- Glassman, J.R. (1992).** The fate of feldspars in Brent group reservoir, North Sea: a regional synthesis of diagenesis in shallow, intermediate and deep burial environments. In: Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. and Brown, S. (Eds.). *Geology of the Brent Group Special Publications Geology Society of London*, 61: 329-350.
- Gluyas, J.C., Grant, S.M. and Robinson, A.G. (1993).** Geochemical evidence for a temporal control of sandstones cementation In: Horbury, A. D. and Robinson, A.G. (Eds.), Diagenesis in basin development. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Studies in Geology, 36: 23-33.
- Goncalves, F.T., Mora, C.A., Córdoba, F., Kairuz, E. and Giraldo, B. (2002).** Petroleum generation and migration in the Putumayo Basin, Colombia: insights from an organic geochemistry and basin modelling study in the foothills. *Marine and Petroleum Geology*, 19(1): 711-725.
- Gretener, P.E. (1981).** Geothermics: using temperature in hydrocarbon exploration. *Education Course Note Series N° 17, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma*: 170 pp.

- Hakuno, M., Okusa, S. and Michiue M. (1988).** Study Report of damage done by the 1987 earthquakes in Ecuador. Research Field Group, Natural Disasters and the ability of the Community to Resist them, Supported by the Japanese Ministry of education, Culture, and Science (Grant N° 62601022). *Research report on Unexpected Disasters*.
- Harrington, H.J. (1962).** Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, 46: 1773-1814.
- Hayes, M.J. and Boles, J.R. (1993).** Evidence for meteoric recharge in the San Joaquin Basin, California provided by isotope and trace element chemistry of calcite. *Marine and Petroleum Geology*, 10: 135-144.
- Hayes, J.C. and Wilson, T. Jr. (1976).** Contrasts between braided and meandering stream deposits, Beluga and Sterling Formations (Tertiary), Cook Inlet, Alaska, In: T.P. Miller, (Ed.), Recent and ancient Sedimentary Environments in Alaska: *Alaska Geological Society, Anchorage*: J1-J27.
- Hedberg, H.D. (1950).** Mesozoic stratigraphic of northern South America; 8th. Am. Sci. Congr. Proc. 4: 195-227.
- Helad, M.T. and Larese, R.E. (1973).** The significance of the solution of feldspar in porosity development. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43: 458-460.
- Helmold, K.P. (1985).** Provenance of feldspathic sandstones. The effect of diagenesis on provenance interpretations: A review. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites. NATO ASI Series*, 148: 139-163.
- Higgs, R. (2002).** Tide-dominated estuarine facies in the Hollín and Napo ("T" and "U") formations (Cretaceous), Sacha field Oriente Basin, Ecuador. Discussion. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 86(2): 329-334.
- Horstfield, B. (1985).** Pyrolysis studies in petroleum exploration In: Advances in petroleum geochemistry (Eds.), J. Brooks and D. Welte. *Academic press N.Y*, 1: 247-298.
- Houseknecht, D.W. (1987).** Assessing the relative importance on compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 71: 633-642.
- Hubach, E. (1957).** Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. *Bol. Geol. Bogotá*, 5(2): 96-112.
- Hudson, J.D. (1978).** Carbon isotopes and limestone cements. *Geology*, 3: 19-22.

- Humphries, B., Morton, A.C., Hallsworth, C.R., Gatliff, R.W. and Riding, J.B. (1991).** An integrated approach to provenance studies: a case example from the Upper Jurassic of the Central Graben, North Sea. In: Morton, A.C., Andrew, C., Todd, S.P. and Haughton, P. D. W. (Eds.), *Developments in sedimentary provenance studies. Geological Society Special Publication*, 57: 67-78.
- Hungerbuhler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Eguez, A., Peterson, D.E., Helg, U. and Hammer, C. (2002).** Neogene stratigraphic and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57: 75-204.
- Hunt, J.M. (1979).** Petroleum geochemistry and geology; In: James Gilluly (Ed.), W.H. *Freeman and Company, San Francisco*.
- Hutcheon, I.E. (1989).** Short Course in burial diagenesis. *Mineralogical Association of Canada*, 1: 1-405.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. and Sares, S.W. (1984).** The effect of grain size on the detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Irwin, H., Curtis, C.H. y Coleman, M. (1977).** Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, 269: 209-213.
- Irwin, H. (1980).** Early diagenetic carbonate precipitation and pore-fluid migration in the Kimmeridge Clay of Dorset, England. *Sedimentology*, 27: 577-597.
- Jacques, J.M. (2004).** The influence of intraplate structural accommodation zones on delineating petroleum provinces of the Sub-Andean foreland basin. *Petroleum Geoscience*, 10 (1): 1-19.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G. and Mourier, T. (1990).** Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal Geology Society London*, 147: 1009-1022.
- Jaillard, E. (1997).** Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretácico y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. *Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCION* 1: 1-164.
- James, D.E. (1971).** Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 3325-3346.

- Jenks, W.F. (1956).** Handbook of South American Geology. *Geological Society of America Memoir*, 65: 219-247.
- Kehrer, L. (1956).** Handbook of South American geology, Western of Venezuela. *Geological Society of America Mem.*, 65: 343-349.
- Ketzert, J.M., Holdz, M., Morad, S. and Al-Aasm, I.S. (2003).** Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation, early Permian, South Brazil. *Sedimentology*, 50: 855-877.
- Ketzert, J.M., Morad, S., Nystuen, J.P. and De Ros, L.F. (2003).** The role of the Cimmerian unconformity (Early Cretaceous) in the Kaolinitization and related reservoir-quality evolution in the Triassic sandstones of the Snorre Field, North Sea. In: Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. *Int. Ass. of Sediment Spec. Pub.*, 34: 361-382.
- Kugler, H.G. (1956).** Handbook of South American Geology: Trinidad. *Geological Society of America Mem.*, 65: 353-365.
- Labogeo. (1995).** Correlación estratigráfica de las formaciones cretácicas entre los pozos: Tiputuni Minas-1, Tambococha-1, Ishpingo 1 y 2. *Petroproducción*, 1.
- Lee, G.H., Eissa, M.A., Decker, C.L. and Castagna, J.P. (2004).** Aspect of petroleum geology of the Bermejo field, North-western Oriente Basin, Ecuador. *Journal of Petroleum Geology*, 27(4): 335-356.
- Lee, Y. and Boles, J.R. (1996).** Depositional control on carbonate cement in the San Joaquin Basin, California. Siliciclastic diagenesis and fluid flow: Concepts and applications. *Society of Econ. Paleont. and Mineral. (SEPM), Special Publication*, 55: 13-22.
- Liddle, R.A. (1946).** The Geology of Venezuela and Trinidad: *Pal. Res. Inst. Ithaca*.
- Lindholm, R.C. and Finkelman, R.B. (1972).** Calcite staining: semi-quantitative determination of ferrous iron. *Journey of Sedimentary Petrology*, 44: 428-440.
- Lopatin, N.V. (1971).** Temperature and geological time as factors in coalification. *Izvstiya Akademii Nauk URSS, Seriya. Geologicheskaya*, 3: 95-106.
- Lozada, F.T. y Cordero, C. (1985).** Exploración y desarrollo en el Campo Libertador. II Simposio

- Bolivariano. *Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Bogotá.*
- Lucazeau, F. and Le Douaran, S. (1984).** Numerical model of sediment thermal history comparison between the Gulf of Lion and the Viking Graben, In: Durand, B., (Ed.), *Thermal Phenomena in Sedimentary Basins. Editions Technip, Paris:* 211-218.
- Lundegard, P.D. (1992).** Sandstone porosity loss a “Big picture” view of the importance of compaction. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 250-260.
- Mack, G.H. and Sutter, L.J. (1977).** Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado front range. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47: 89-100.
- Marensi, S.A., Net, L.I. and Santillana, S.N. (2002).** Provenance, environmental and paleogeographic controls on sandstone composition in an incised-valley system: the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island Antarctica. *Sedimentary Geology*, 150: 301-321.
- Marfil, R., Rossi, C., Lozano, R.P., Permanyer, A., and Ramseyer, K. (2000).** Quartz cementation in Cretaceous and Jurassic reservoir sandstone from Salam Oil Field, Western Desert, Egypt. Constraints on temperature and timing of formation from fluid inclusion. In: Worden R.H. and Morad S (Eds.), *Quartz Cementation Sandstone. Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment.*, 29: 163-182.
- Marfil, R., Dorronsoro, C., Rossi, C. and Permanyer, A. (1997).** Controles composicionales, diagenéticos y de microfábrica sobre las características de la roca madre jurásica del petróleo del Campo de Salam (Western Desert, Egipto). *Geogaceta*, 21: 159-162.
- Marfil, R. (2001).** Diagenesis y evolución de los paleo fluidos de las areniscas almacén del Cretácico Inferior del Western Desert, Egipto. *Art. Inédito:* 1-221.
- Marocco, R., Valdez, P.A. y Rivadeneira, M. (1996).** Sedimentología de las formaciones de edad Eocena y Oligocena de la Cuenca Oriental. *Report, IRD-Petroproducción*, 35 pp.
- Mathalone, J.M. and Montoya, R.M. (1995).** Petroleum Geology of the

- sub-Andean basins of Peru: In Tankard A.J., Suarez Soruco, R. and Welsink, H.J. *Petroleum Basins of South America: Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 62: 423- 444.
- Matsumoto, R. and Iijima, A. (1981).** Origin and diagenetic evolution of Ca-Mg-Fe carbonates in some coal fields of Japan. *International Association of Sedimentology*, 28: 239-259.
- Mcaulay, G.E., Burley, S.D. and Johnes, L.H. (1993).** Silicate mineral authigenesis in the Hutton and NW Hutton fields: Implications for sub-surface porosity development In: Parker, J.R (Ed.), *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*: 1377-1394.
- McDonald, D. and Surdam, R.C. (1985).** "Clastic Diagenesis." *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 37: 429.
- McBride, E.F. (1977).** Secondary porosity-importance in sandstone reservoirs in Texas. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 27: 121-122.
- McBride, E.F. (1985).** Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstones. In: Zuffa, G.G (Ed.), *Provenance of Arenites. Nato ASI Series*, 148: 95-113.
- McBride, E.F. (1989).** Quartz cement in sandstones a review. *Earth Science Reviews*, 26: 69-112.
- Mello, M.R. Koutsoukos, E.A. and Erazo, Z. (1993).** The Napo Formation, Oriente Basin, Ecuador: hydrocarbon source potential and paleo environmental assessment. In B. J. Katz, ed *Petroleum source rocks* Berlin. *Springer-Verlag*, 167-181.
- Mello, M.R. and Trindade, L.A. (2000).** Geochemical characterization of south American subandean Petroleum systems. *CorpoVe (Caracas), Ecopetrol, Bogotá*. 1: 324-336.
- Mello, M.R. y Trindade, L.A. (1999).** Petroleum Systems of subandean basins based on geochemical characterization of oils: Exploration and exploitation of petroleum and gas. *Ingepet 99 Seminar, Lima Peru*: 11.
- Milliken, K.L. (1998).** Carbonate diagenesis in non-marine foreland sandstones at the western edge of the Alleghanian overthrust belt, southern Appalachians, in Morad, S., (Ed.), *Carbonate Cementation in Sandstone: International Association of Sedimentologist, Special Publication. International*

- Association of Sedimentologist*, 26: 1-26.
- Milliken, K.L. (1998).** Lood of provenance information through subsurface diagenesis in Plio-Pleistocene, Northern Gulf of Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 992-1002.
- Minster, J. and Jordan, T. (1978).** Present-Day Plate Motion. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5331-5354.
- Molina, M. y Alvarado, A. (1986).** Actividad Exploratoria de CEPE. Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos, 1(3): 1-25.
- Montenegro, G. y García, M. (1996).** Estudio geoquímico de los crudos del Oriente Ecuatoriano. 7mo congreso de Geología, Minas, Petróleos y Medio Ambiente, 1: 99-107.
- Moore, S.E., Ferrell, R.E. and Aharon, P. (1992).** Diagenetic siderite and other Ferroan carbonates in a modern subsiding marsh sequence. *Journal Sedimentary Petrology*, 62: 537-366.
- Morad, S. (1989).** Alteration of detrital sphene in sandstones. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 12: 123-133.
- Morad, S. (1990).** Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway. *Clays Clay minerals*, 38: 584-590.
- Morad, S., Bergan, M., Knarud, R. y Nystuen, J.P. (1990).** Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre field, Norwegian North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(3): 411-425.
- Morad, S. and Eshete, M. (1990).** Petrology, chemistry and diagenesis of calcite concretions in Silurian shale from central Sweden. *Sedimentary Geology*, 66: 113-134.
- Morad, S., De Ros, L.F., Nystuen, J.P. and Bergan, M. (1998).** Carbonate diagenesis and porosity evolution in sheet-ood sandstones: evidence from the Middle and Lower Lunde Members (Triassic) in the Snorre Field, Norwegian North Sea. *Spec. Pbls. Int. Ass. Rediment.*, 26: 53-85.
- Morad, S. (1998).** Carbonate Cement in Sandstones; Distribution patterns and Geochemical evolution. *Spec. Publ. Int. Association Sedimentology*, 26: 1-26.
- Morad, S., Ketzer, J.M. and De Ros, L.F. (2000).** Spatial and temporal

- distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basin. *Sedimentology*, 47: 95-120.
- Morad, S. (1986).** Albitization of K-feldspar grains in Proterozoic arkoses and greywakes from southern Sweden. *Neues Jahrb. Mineral(Monatsh)*: 145-156.
- Morad, S. and. Aldaham, A.A. (1986).** Diagenetic replacement of feldspars by quartz in sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 488-493.
- Morad, S., Ben Ismail, H., De Ros L.F., Al-Aasm, L.S. and Serrín, N. E. (1994).** Diagenesis and formation waters chemistry of Triassic reservoir sandstone from southern - Tunisia. *Sedimentology*, 41: 1253 - 1272.
- Morad, S., De Ros, L.F. and Al-Aasm, I.S. (1996).** Origin of low D¹⁸O, pre-compactional Ferroan carbonates in the marine Sto Formation (Middle Jurassic), offshore NW Norway: Marine and Petroleum Geology. *Marine and Petroleum Geology*, 13: 263-276.
- Morton, A.C. (1984).** Stability of detrital HM in Tertiary sandstones from the North Sea basin. *Clay minerals*, 19: 287-308.
- Mozley, P.S. (1989).** Complex Compositional zonation in concretionary siderite: implications for geochemical studies. *Journal Sedimentary Petrology*, 63: 73-83.
- Mozley, P.S. and Carothers, W.W. (1992).** Elemental and isotopic composition of siderite in the Kuparuk Formation, Alaska: Effect of microbial activity and water sediment interaction on early pore water chemistry. *Journal Sedimentary Petrology*, 62: 681-692.
- Mozley, P.S. and Burns, S.J. (1993).** Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: An overview. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63,: 73-83.
- O'Brien, N.R., Slatt Roger, M. and Senftie, J. (1994).** The significance of oil shale fabric in primary hydrocarbon migration. *Fuel*, 73(9): 1518-1522.
- Odín G.S. (1985).** Significance of green particles (glaucony, berthierine, chlorite) in Arenites. *G.G. Zuffa (Ed.), Provenance of Arenites*, 148: 279-307.
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N. and Mayeda, T.K. (1969).** Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *The Journal of chemical Physic.*, 51: 5547-5558.

- Paxton, S.T., Szabo, J.O. and Ajdukiewicz, J.M. (2002).** Construction of an intergranular volume compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid-grain sandstone reservoirs. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 86: 2047-2067.
- Peters, K.E. and Moldowan, J.M. (1993).** The biomarker Guide. Interpreting molecular fossils in Petroleum and ancient sediments. *Prentice Hall, New Jersey*: 363.
- Petroconsultants. (1996).** Petroleum exploration production database. *Petroconsultants, Inc.* 1.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R. (1972).** *Sand and sandstone.* Springer-Verlag, N.Y, 618 pp.
- Pilger, R. (1984).** Cenozoic Plate Kinematics, Subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 793-802.
- Pindell, J.L. and Tabbutt, K.D. (1995).** Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbons systems, in Tankard, A.J., Suarez Soruco, R., and Welsink, H.J., Petroleum basin of South America. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 62: 101-128.
- Pittman E.D. (1992).** Artifact porosity in thin sections of sandstones. *Journal Sedimentary Petrology*, 62: 734-737.
- Preston, J., Hartley, A., Mange-Rajetzky, M., Hole, M., May, B.S. and Vaughan, L. (2002).** The provenance of Triassic continental sandstones from the Beryl Field, Northern North Sea: Mineralogical, geochemical and sedimentological constraints. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 18-29.
- Prosser, D.J., Daws, J.A., Fallick, A.E. and Williams, B.P. (1993).** Geochemistry and diagenesis of stratabound calcite cement layers within the Rannoch Formation of the Brent Group, Murchinson, Field North Viking Graben (Northern North Sea). *Sedimentology Geology*, 87: 139-164.
- Pye, K., Dickinson, J.A.D., Schiavon, N., Coleman, M.L. and Cox, M. (1990).** Formation of siderite-Mg-calcite-iron sulphide concretions in intertidal marsh and sand at sediments, North Norfolk. England. *Sedimentology*, 37: 325-343.
- Rickard, D.T. (1970).** The origin of framboids. *Lithos*, 3: 269 - 293.
- Rivadeneira, M. (1986).** Evaluación Geoquímica de Rocas Madres de la Cuenca Amazónica Ecuatoriana. *IV*

- Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos. Colegio de Ingenieros Geólogos de Minas y Petróleos de Pichinchas.*
- Rivadeneira, M. (1997).** The Oriente Basin: An optimum Tectonic-Sedimentary environment for the crude generation and accumulation. *Convenio Petroproducción – IRD*, 4.
- Rivadeneira, M. and Baby, P. (1999).** Los principales campos de Petroproducción estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas. *Petroproducción*, IRD 1(1): 1-88.
- Robertson, R., Miles, N.E. and Peart, M.E. (1988).** Palynofacies analyses of select core samples from the Cononaco Ecuador limited Daimi-1 Amo-1 wells, Oriente Basin, Ecuador. *Petroproducción* (Informe interno): 15.
- Robinson, A.G. and Gluyas, J.G. (1992).** Duration of quartz cementation in sandstones, North Sea and Hatttenbanker basin. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 324-327.
- Rompetrol-ENVOI., Energy Venture Opportunities International. (2002).** Onshore N.W Ecuador. Proven production + Exploration Upside. *Rompetrol*, 1: 1-5.
- Rossi, C., Marfil, R., Ramsayer, K. and Permanyer, A. (2001).** Facies related diagenetic control on the porosity of reservoir sandstone, Khatatba Formation, Egypt's Western Desert. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 459 - 472.
- Ruiz, G.M. (2002).** Exhumation of the northern Sub-Andean zone of Ecuador and its source regions: a combined thermochronological and heavy mineral approach. *P.H.D Thesis*: 1-260.
- Saigal, G.C., Morad, S., Bjorlykke, K., Egeberg, P.K. and Aagaard, P. (1988).** Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway, I. Textures and origin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 1003-1013.
- Sánchez, Z.J. y Centeno, E.G. (2004).** Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos de grano fino: procedencia y tectónica. *Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, UNAM.*
- Sauer, W. (1965).** Geología del Ecuador. *Editorial del Ministerio de Educación* 1: 1-390.

- Saxby, J. and Shibaoka, M. (1986).** Coal and coal macerals as source rocks for oil and gas Applied. *Geochemistry*, 1: 25-36.
- Schmerber, G., Chenet, P.Y. and Faucher, B. (1986).** Ejemplos prácticos del uso de modelos de geología Matemática para la exploración de Varias Cuencas Sedimentarias. *Beicip/I.F.P.*
- Schmith, V. and McDonald, D.A. (1979).** The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: *Aspects of diagenesis* (Ed.), by P.A. scholle and P.R. Schluger). *Spec. Publ. Soc Econ Paleont Miner.*, 29: 175-207.
- Shanmugam, G. y Poffenberger, M. (2002).** Tide-Dominated estuarine facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") formations (Cretaceous), Sacha field, Oriente Basin, Ecuador Reply. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86(2): 335-340.
- Shan-Tan, L. and Kaplan, I. (1990).** Hydrocarbon-generating potential of humic coals from dry pyrolysis. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 74: 163-173.
- Shibaoka, M., Saxby, J. and Taylor, G. (1978).** Hydrocarbon generation in Gippsland basin, Australia - comparison with Cooper basin, Australia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 62: 1151-1158.
- Smith, J.T. and Ehrenberg, S.N. (1989).** Correlation of carbon dioxide abundances with temperature in clastic hydrocarbon reservoir: relationship to inorganic chemical equilibrium. *Marine and Petroleum Geology*, 6: 129-135.
- Smith L.R. (1989).** Regional Variations in formation water salinity, Hollín and Napo formations (Cretaceous), Oriente Basin, Ecuador. *American Association of Petroleum Geologist*, 73: 757-776.
- Smyth, M. (1983).** Nature of source material for hydrocarbons in Cooper basin, Australia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 67: 1422-1428.
- Steckler, M. and Watts, A.B. (1978).** Subsidence of the Atlantic-Type continental margin of New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 1-13.
- Stephen, A.N. (2000).** Sandstones & Conglomerates. *Geology*, 12.
- Surdam, R.C., Crossey, L.J., Hagen, E.S. and Heasler, H.P. (1989).** Organic - inorganic interactions and sandstone diagenesis. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 73: 1-23.

- Surdam, R.C. and MacGowan, D.B.** (1987). Oilfield waters and sandstone diagenesis. *Applied Geochemistry*, 2(5-6): 613-619.
- Surdam, R.C., Crossey, L.J. and Boese, S.W.** (1984). The Chemistry of the secondary porosity In: McDonald, D.A. and Surdam, L.J. (Eds.), *Clastic diagenesis. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 37: 127-150.
- Suttner, L.J., Basu, A. and Mack, G.H.** (1981). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point counting method-discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 1235-1246.
- Suttner, L.J. and Basu, A.** (1985). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point counting method-discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 616-617.
- Sweeney, R.E. and Kaplan, I.R.** (1973). Pyrite framboid formation: laboratory synthesis and marine sediments. *Econ. geol.*, 68: 618 - 634.
- Tannenbaum, E., Huizinga, B.J. and Kaplan, I.R.** (1986). Arcillas. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 70: 1156-1165.
- Taylor, J.M.** (1950). Pore-space reduction in sandstones. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, 34: 701-716.
- Tissot, B.P. and Welte, D.H.** (1984). *Petroleum formation and occurrence. Berlin, Federal Republic of Germany: Springer-Verlag*, (2 Ed.), 699.
- Toala, G.U. y Vilema, W.** (1996). Mineralogía de las arcillas en las areniscas reservorios del campo Libertador. *Petroproducción*, 1: 109-119.
- Tortosa, A., Palomares, M. y Arribas, J.** (1991). Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis In: Morton A.C., Todd, S.P. and Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geological Society Special Publication*, 57: 47-54.
- Tschopp, H.J.** (1953). Oil exploration in the Oriente of Ecuador. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 37(10): 1938-1950.
- Valloni, R., Lazzari, D. and Calzolari, M. A.** (1991). Selective alterations of arkose framework in Oligo-Miocene turbidites of the Northern Apennines foreland: impact on sedimentary provenance analysis: In: Morton, A.C., Todd, S.P. and Haughton, P.W.D (Eds.),

- Developments in Sedimentary Provenance Studies. *Geological Society Special Publication*, 57: 125-136.
- Van Der Plas, L. and Tobi, A.C. (1965).** A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263: 87-90.
- Von Herzen, R.P. and Helwig, J.A. (1984).** Geothermal heat flux determined from cost wells on the Atlantic continental margin, in: Durand, B., ed. *Thermal Phenomena in Sedimentary Basins, Editions Technip, Paris*: 219-220.
- Walderhaug, O. (1994).** Temperature of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian continental shelf. Evidence for fluid inclusions: *J. Sedimen. Res.*, A64: 313-323.
- Walker, T.R. (1974).** Formation of red beds in moist tropical climates: a hypothesis. *Bull. Geological Society of America*, 85: 633-638.
- Waples, D.W. (1980).** Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.* Amer. Assoc. Petrol. Geol, 1 (London Academic Advances): 7-67.
- Waples, D.W. (1984).** Thermals models for oil generation. In: J. Brooks & D. Welte (Eds.), *Advances in Petroleum Geochemistry*, 1 (London Academic Press): 7-67.
- Waples, D.W. (1985).** Maturity modelling: thermal indicators, Hydrocarbon generation and oil cracking. In : L. B. Magno and W.G. Dow, (Eds.), *The petroleum system-from source to trap. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 60: 285-306.
- Waples, D.W. (1985).** Geochemistry in Petroleum Exploration. *Internat. Human Resourc. Develop. Corp. Boston*, 232 p.
- Waples, D.W. and Machihara, T. (1991).** Biomarkers for geologists-a practical guide to the application of steranes and triterpanes in petroleum geology. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Methods in Exploration*, 9.
- Wasim, A., Shahnaz, A. and Samina, J. (2004).** Techniques and Methods of organic Geochemistry as Applied to Petroleum Exploration. *Pakistan Journal of Hydrocarbon Research*, 14: 69-77.
- Weeks, L.G. (1947).** Paleogeography of South America. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 31(1): 1194-1241.
- White, H. and Barragan, R. (1997).** Reservoir characterization of the

- Napo Formation Part II: Napo T Sandstone. 210 pp.
- White, H.J., Skopec, R.A., Ramirez, F.A., Rodas, J.A. and Bonilla, G. (1995).** Reservoir Characterization of Hollín and Napo Formation, western Oriente basin, Ecuador In: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R., and Welsink, H.J., *Petroleum Basins of South America*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 62: 573-596.
- Wilkin, R.T. and Bernes H.L. (1997).** Formation processes of framboidal pyrite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 323-339.
- Wilkinson, M. and Haszeldine, R.S. (1996).** Aluminium loss during sandstone diagenesis. *Geology Society of London*, 153: 657-660.
- Wilson, D. and Stanton, P.T. (1994).** Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement. In: Wilson, M.D. (Ed.), Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. *SEPM Short course*, 30: 59-118.
- Wilson, M.D. and Tillman, R.W. (1974).** Diagenetic destruction of feldspar and genesis of clay: their influence on sandstone classification and grain size analysis. *Journal Sedimentary Petrology*, 47: 3-31.
- Wilson, M.R. y Stanton, P.T. (1994).** Diagenetic mechanism of porosity and permeability reduction and enhancement. In: Wilson, M.D. (Eds.), Reservoir Quality Assessment and prediction in clastic Rocks. *SEPM Short course*, 30: 59-118.
- Worden, R.H. and Morad, S. (2000).** Quartz cement in oil field sandstones: a review of the critical problems. In: Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), *Quartz cementation in sandstones. Spec. Publs. int. Sediment.*, 29: 1-20.
- Worden, R.H. and Burley, S.D. (2003).** Sandstone Diagenesis: the evolution of sandstone In: Burley, S.D. and Worden, R. (Eds.), *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient. International Association of Sedimentologists, Blackwell Publ. Ltd.* Reprint Series Vol. 4: 3-46.
- Young, G.A. (1956).** Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos. *20th Intern. Geol. Congr., Symp. Yac. Petrol. Gas*, 4: 161-322.
- Zambrano, H. (2001).** La Actividad Petrolera en el Ecuador. *Informe inédito*.
- Zuffa, G.G. (1985).** Optical analyses of Arenites: Influence of methodology on compositional results: In Zuffa G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. *NATO ASI Series*, 148: 165-189.

Capítulo X

Anexos

	Pozo	Nomendatura Laboratorio	Número muestra	Coordenadas		Prof. Testigo Pies	Prof. Metros
				Y	X		
A R E N I S C A U	Aguarico-10	104836	U-05	9991927,88	317223,39	9192,50	2801,87
	Auca-16	104838	U-07	9921802,72	291131,89	9718,00	2962,05
	Atacapi-2		U-09	9991919,88	315228,63	9402,00	2865,73
	Cononaco-4	104833	U-02	9886778,69	283522,24	9988,00	3044,34
	Eden-10	104839	U-08	9940824,00	377859,03	7365,00	2244,85
	Itayab-6	1-20-8	U-16	9950824,00	325223,39	9433,80	2875,42
	Itayab-6	1-20-10	U-17	9950824,00	325223,39	9435,49	2875,94
	Itayab-6	1-13-26	U-18	9950824,00	325223,39	9454,23	2881,65
	Itayab-6	01-9-37	U-19	9950824,00	325223,39	9465,25	2885,01
	Itayab-6	01-09-39	U-20	9950824,00	325223,39	9467,00	2885,54
	Itayab-6	01-06-48	U-21	9950824,00	325223,39	9476,34	2888,39
	Itayab-6	01-04-1952	U-22	9950824,00	325223,39	9480,34	2889,61
	Jivino-1	104835	U-04	9954620,98	318811,32	9319,00	2840,43
	Jivino-1	U-28	U-28	9954620,98	318811,32	9319(-)	2840,43
	Jivino-3	U-10	U-10	9956778,24	320244,58	9318,00	2840,13
	Jivino-3	U-23	U-23	9956778,24	320244,58	9319(+)	2840,23
	Jivino-3	U-24	U-24	9956778,24	320244,58	9333,00	2844,70
	Jivino-3	U-25	U-25	9956778,24	320244,58	9319(-)	2840,13
	Limonco-9	U-11	U-11	9962586,36	314109,92	9435,00	2875,79
	Limonco-9	U-26	U-26	9962586,36	314109,92	9435(+)	2875,79
	Limonco-9	U-27	U-27	9962586,36	314109,92	9435(-)	2875,79
	Marañacu-1	104837	U-06	9832883,11	346883,68	8958,20	2730,46
	Pucuna-2	U-21(12)	U-21(12)	9971392,41	278022,96	9374,00	2857,20
	Sacha-126	U-13	U-13	9967544,42	294139,83	9431,00	2874,57
	Tetete-1	U-14	U-14	10020321,3	300132,08	9026,00	2751,12
	Tiputini-1	U-15	U-15	9908269,73	437516,37	4787,00	1459,08
	Yuca-2	104832	U-01	9946100,52	303419,05	9549,00	2910,54

Anexo 4.1. Nombre de los pozos y profundidad de los testigos de perforación analizados para la arenisca “U”.

	Pozo	Nomenclatura Laboratorio	Número muestra	Coordenadas		Prof. Testigo Pies	Prof. Metros
				Y	X		
A R E N I S C A T	Aguarico-10	104847	T-07	9991927,88	317223,39	9412,00	2868,78
	Auca-16	104850	T-10	9921802,72	291131,89	9976,00	3040,68
	Amazonas-1	104854		9780820	349977,9	9663,00	2945,28
	Atacapi-2		T-14	9959820,16	315228,63	9474,00	2887,68
	Cancro-1	104843	T-04	9830471,4	361530	8863,00	2701,44
	Cononaco-4	104844	T-05	9886778,69	283522,24	10248,00	3123,59
	Cononaco-4	104845	T-05	9886778,69	283522,24	10249,00	3123,90
	Eden-10	104853	T-13	9940824,00	377859,03	7571,00	2307,64
	Eden-10		T-20			7571(+)	
	Eden-10		T-21			7571(-)	
	Huito-1		T-15			9488,00	2891,94
	Itayab-6		2-21-2	9950824,00	325223,39	9600,25	2926,16
	Itayab-6		2-17-13	9950824,00	325223,39	9611,23	2929,50
	Itayab-6		2-16-17	9950824,00	325223,39	9615,44	2930,79
	Itayab-6		2-14-24	9950824,00	325223,39	9622,27	2932,87
	Itayab-6		2-13-27	9950824,00	325223,39	9625,23	2933,77
	Jivino-1	104846	T-06	9954620,98	318811,32	9500,00	2895,60
	Jivino-3		T-16	9956778,24	320244,58	9492,00	2893,16
	Limonco-9	104835	T-17	9962586,36	314109,92	9699,00	2956,26
	Oglan A-1	104841	T-02	9851298,68	202074,27	6015,00	1833,37
	Pucuna-2		T-18	9971392,41	278022,96	9623,00	2933,09
	sacha-99	104851	T-11	9964103,08	292549,57	9649,00	2941,02
	Sacha-105	104852	T-12	9964470,3	293017,42	9757,00	2973,93
	Sacha-126		T-19	9967544,42	294139,83	9670,00	2947,42
	Sn Roque-1	104848	T-08	9966505,68	358919,45	8719,00	2657,55
	Sn Roque-1	104849	T-09	9966505,68	358919,45	8735,00	2662,43
	Yuca-2	104842	T-03	9946100,52	303419,05	9791,00	2984,30
	Yulebra-1	104840	T-01	9946822,47	292563,94	9829,00	2995,88

Anexo 4.2. Nombre de los pozos y profundidad de los testigos de perforación analizados para la arenisca "T".

	Pozo	Nomenclatura Laboratorio	Arenisca	Prof. pie	Prof. metros	Coordenadas		fecha
						Y	X	
L U T I T A S	jivino-1	SH-JV1	T	9500	2895,6	9954621	318811,3	ago-03
		SH-JV1(2)	T	9504	2896,8			
		SH-JV1(3)	T	9495	2894			
	jivino-3	SH-JV3(1)	T	9491	2892,8	9956778	320244,6	ene-04
		SH-JV3	U	9335	2875,8			
	Limonco-9	SH-LM9(1)	T	9435	2875,7	9962586	314109,9	ago-03
		SH-LM9	T	9477	2888,5			
	Eden-10	SH-E10	T	7568	2306,7	9940824	377859	ene-04
	Auca-16	SH-16	U	9710	2959,6			

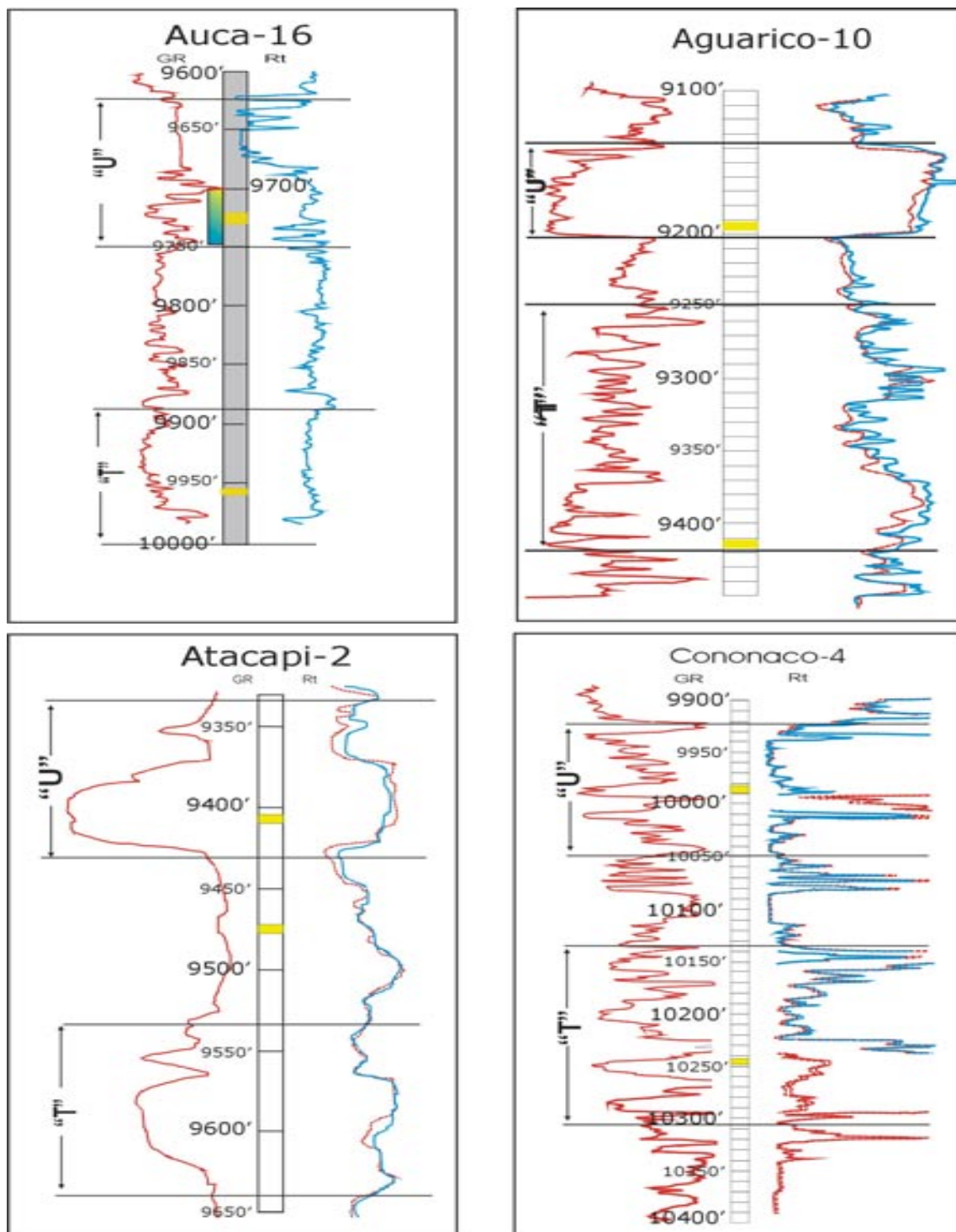
Anexo 4.3. Nombre de pozos y profundidad de los testigos de perforación analizados para las lutitas intercaladas en las areniscas “U” y “T”.

	Pozo	ARENISCA		Coordenadas		fecha
		U	T	Y	X	
A F O R M A C I O N	Auca-4		X	9921800,72	291125,89	
	Cononaco-5	X		9886770,69	283520,24	ago-03
	Sacha-77	X		9967540,42	294139,83	
	Yuca-8		X	9947481,67	302344,49	ago-03
	Yuca-9	X	X	9949453,25	302285,97	ago-03

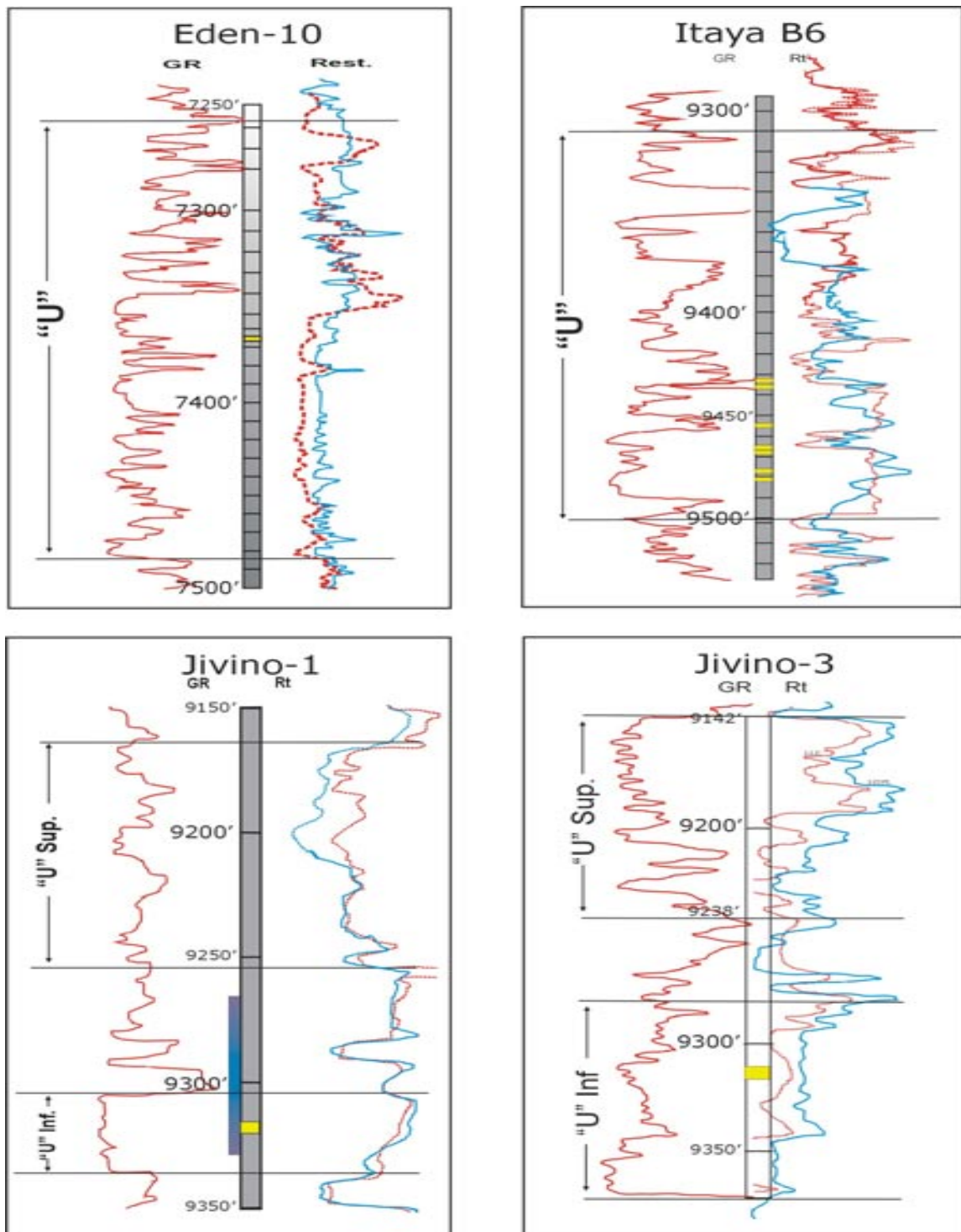
Anexo 4.4. Nombre de pozos y de las muestras del agua de formación analizada para las areniscas “U” y “T”.

	Pozo	ARENA		Coordenadas		fecha
		U	T	Y	X	
P E T R O L E O	Aguarico-3	X		9991844	316091,37	ago-03
	Auca-4		X	9935256	290204,3	ago-03
	Cononaco-9		X	9887560	284012	ago-03
	Cononaco-16	X		9889608	285055,1	ago-03
	Eden-1		X			ago-03
	Eden-12	X				ago-03
	Dumbique-1	X				ago-03
	Limonco-10	X				ene-04
	Tetete-11	X		1019830	329700	ago-03
	Yuca-8		X	9947482	302344,5	ago-03
	Yuca-9	X		9949453	302286	ago-03

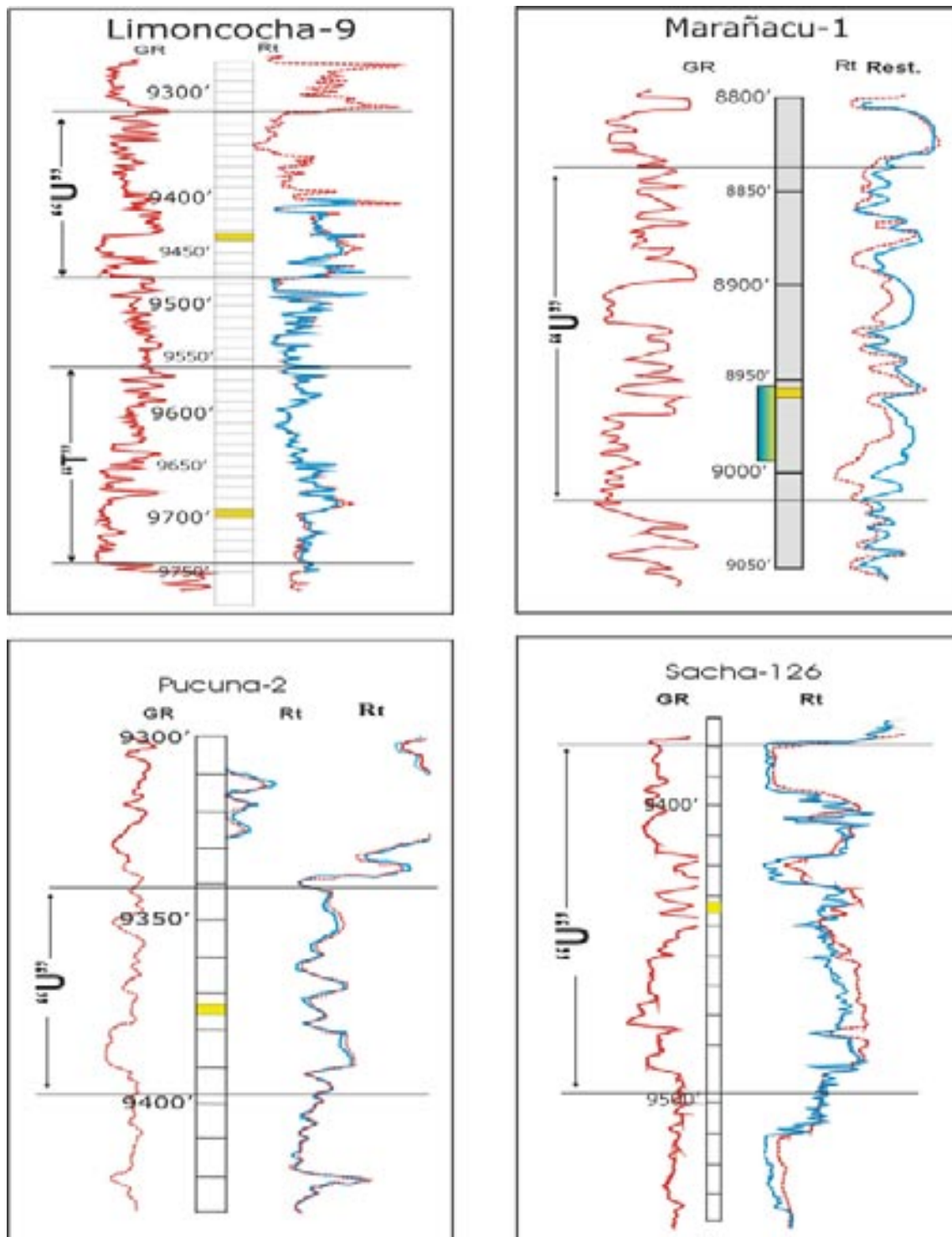
Anexo 4.5. Nombre de pozos y de las muestras de petróleos analizadas para las arenisca “U” y “T”.



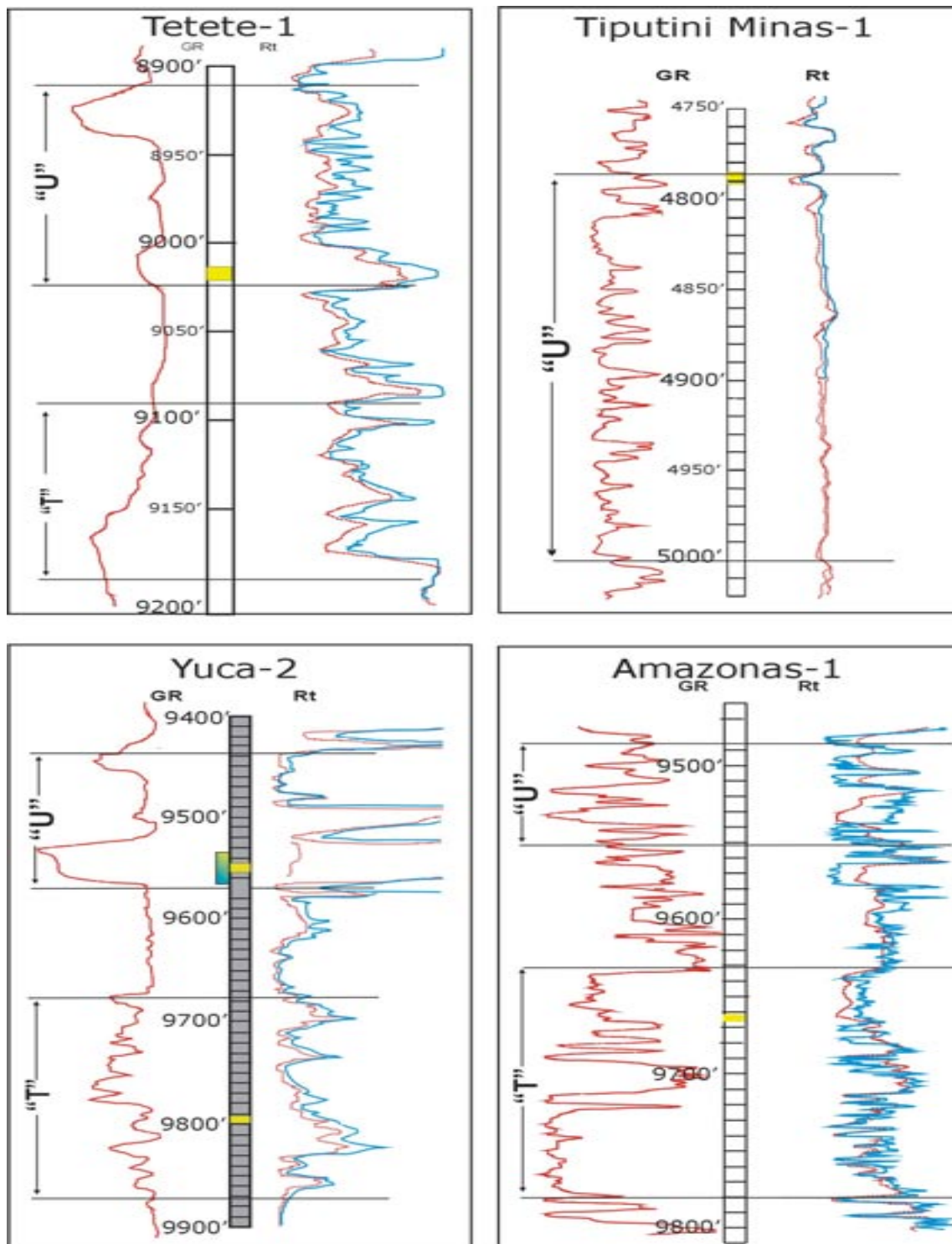
Anexo 6.1 Nombre de pozos y profundidad de los testigos de perforación analizados para las areniscas "U" y "T"



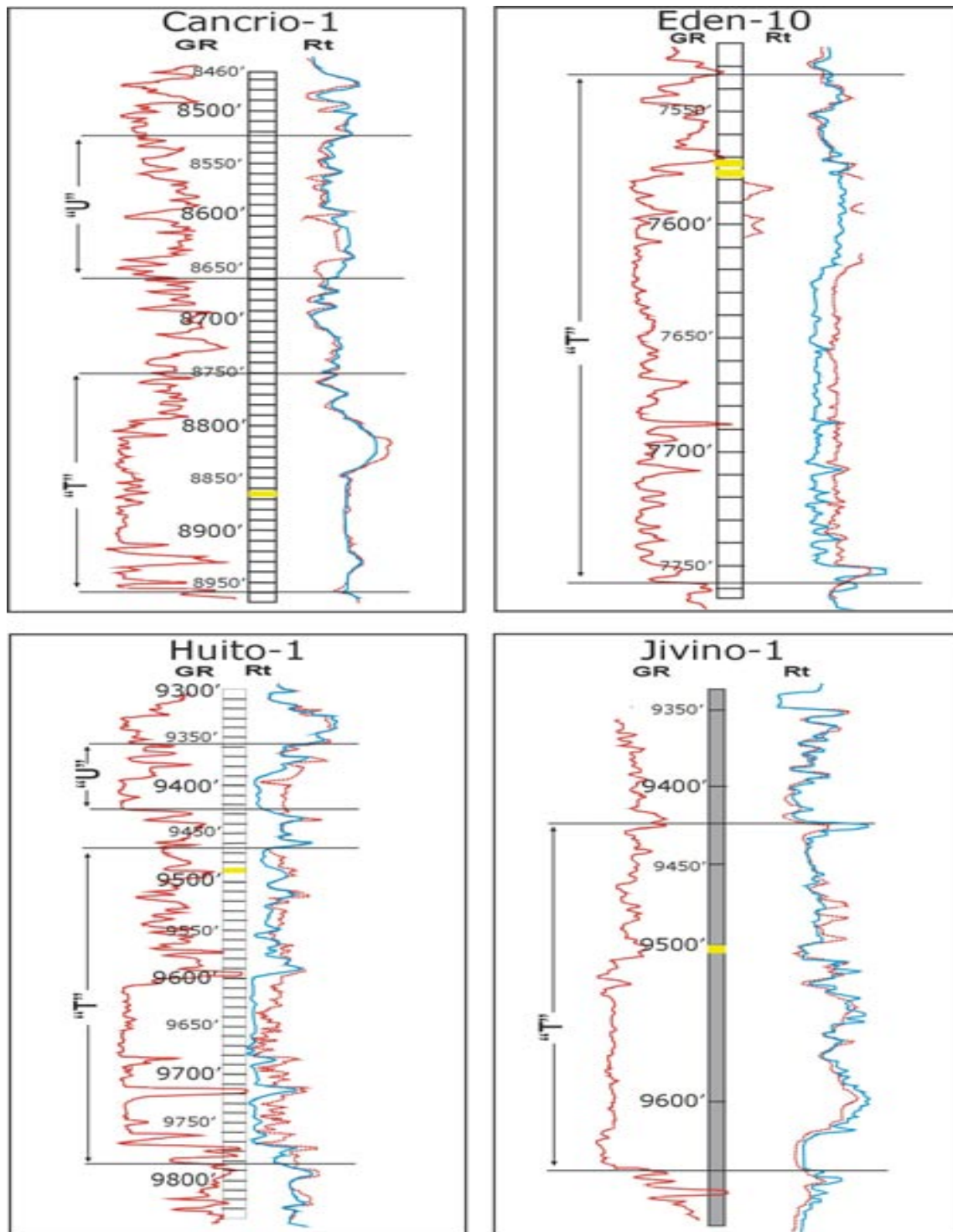
Anexo 6.2. Nombre de pozos y profundidad de los testigos de perforación analizados para la arenisca "U". Los registros no tienen escala.



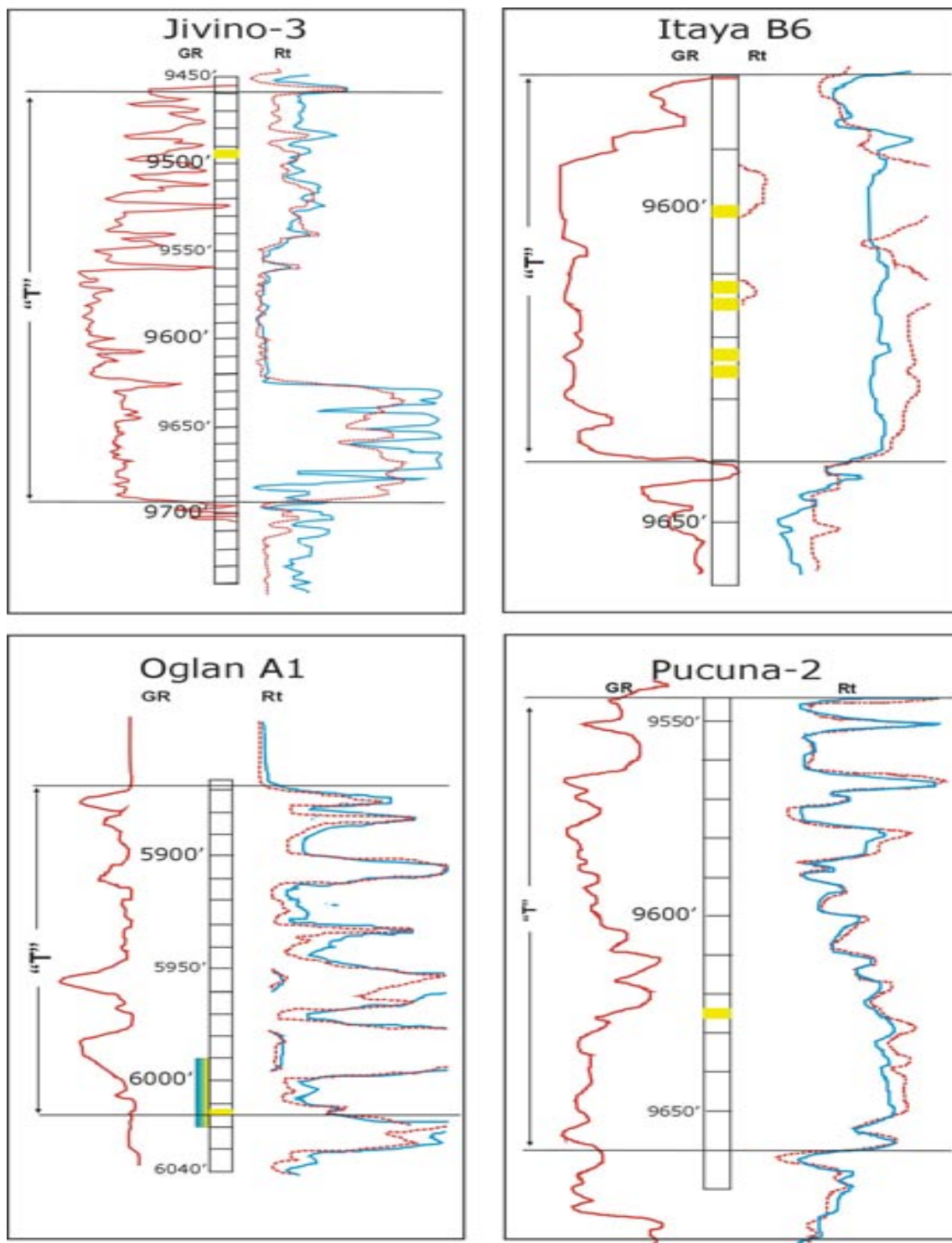
Anexo 6.3. Nombre de pozos y profundidad de los testigos de perforación analizados para la arenisca "U", los registros no tienen escala.



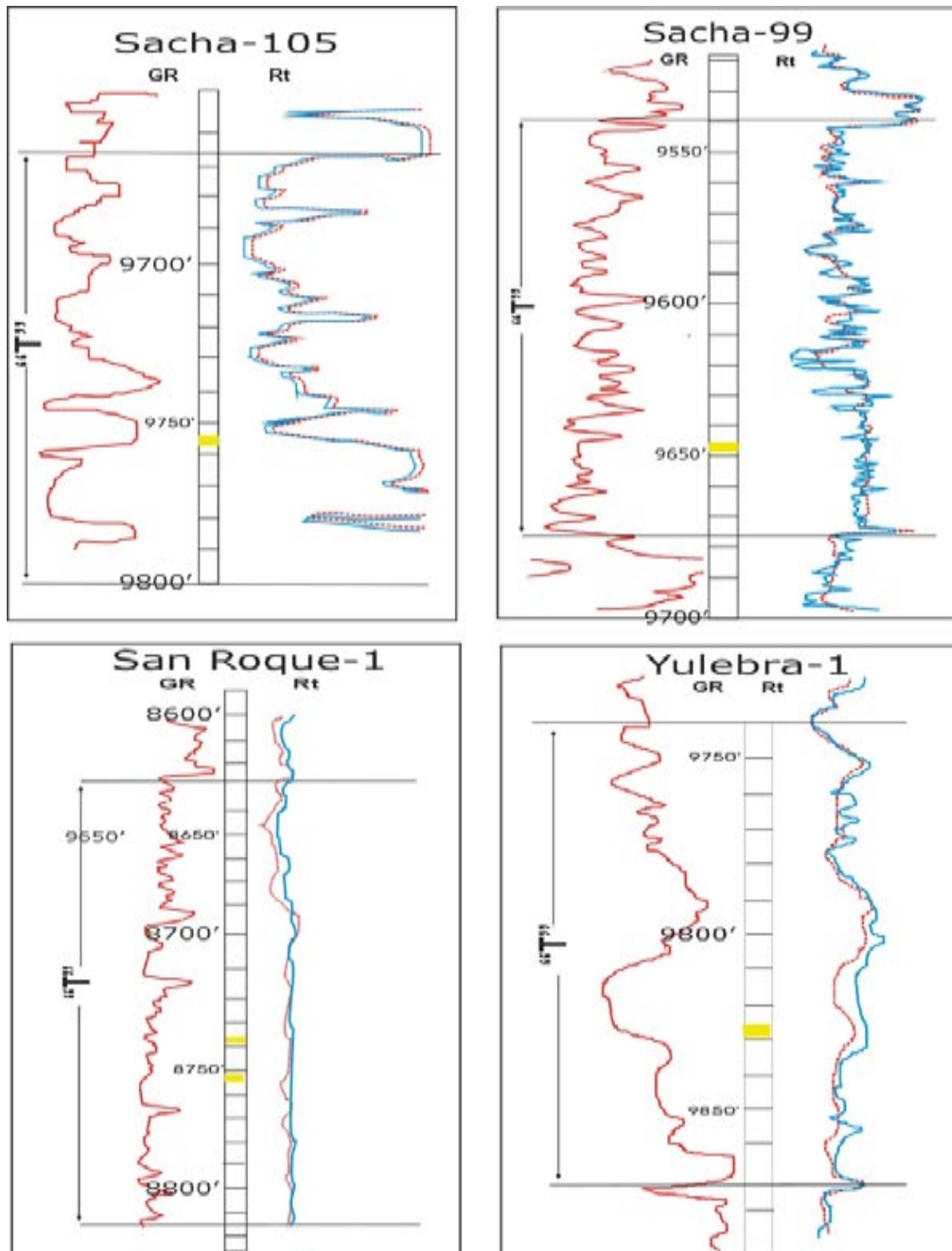
Anexo 6.4. Nombre de pozos y profundidad de los testigos de perforación analizados para las areniscas “U” y “T”. Los registros no tienen escala.



Anexo 6.5. Nombre de pozos y profundidad de los testigos de perforación analizados para las areniscas "U" y "T", los registros no tienen escala.



Anexo 6.6. Nombre de pozos y profundidad de los testigos de perforación analizados para las areniscas “U” y “T”. Los registros no tienen escala.



Anexo 6.7. Nombre de pozos y profundidad de los testigos de perforación analizados para la arenisca "T", los registros no tienen escala.

Qmr = Cuarzo monocristalino, ext. recta $< 5^\circ$
 Qmo = Cuarzo monocristalino, ondulante $> 5^\circ$
 Q_{p2-3} = Cuarzo policristalino con 2-3 cristales
 Q_{p>3} = cuarzo policristalino con más de tres cristales
 Fr met. = Fragmentos de roca metamórfica
 Fr sed. = Fragmentos de roca sedimentaria
 Fr vole = Fragmentos de roca volcánica
 Fpto-K = Feldespato potásico
 Fpto-k CO₃ = Carbonato reemplazando al feldespato
 Plg - alb = Plagioclasa albitizada

Parámetros recalculados

$Qt = Qmr + Qmo + Q_{p2-3} + Q_{p>3}$
 $Fpto = fpto-K + fpto-k CO_3 + Plg-alb$
 $Qp = Q_{p2-3} + Q_{p>3}$
 $L = Fr\ met. + Fr\ sed.$
 $Lt = L + Qp + chert + pseudomatrices$

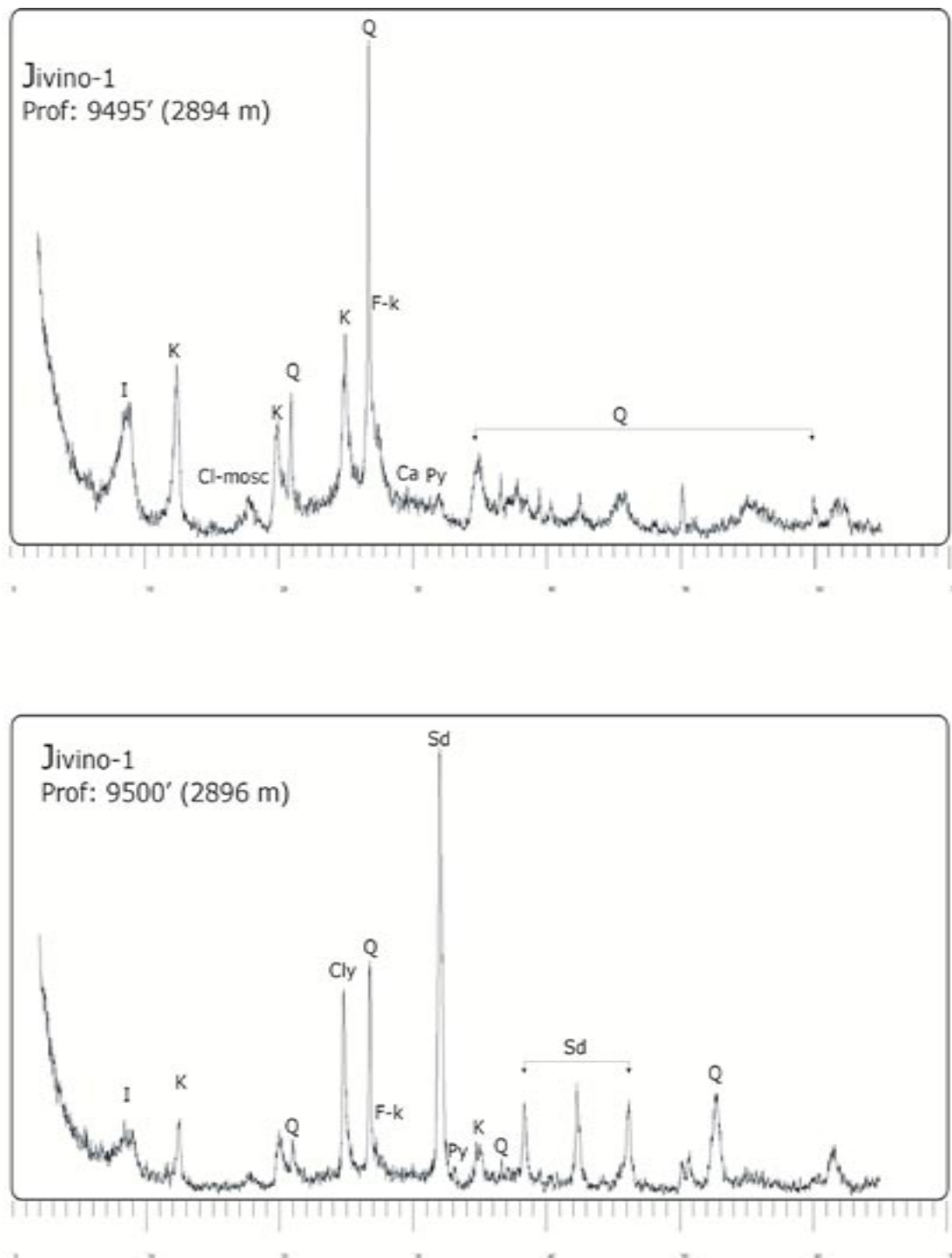
Tamaños de grano (micras)

FL = 125-177
 fU = 177-250
 mL = 250 -350
 mU = 350-500
 CrsL = 500-710
 CrsU = 710-1000

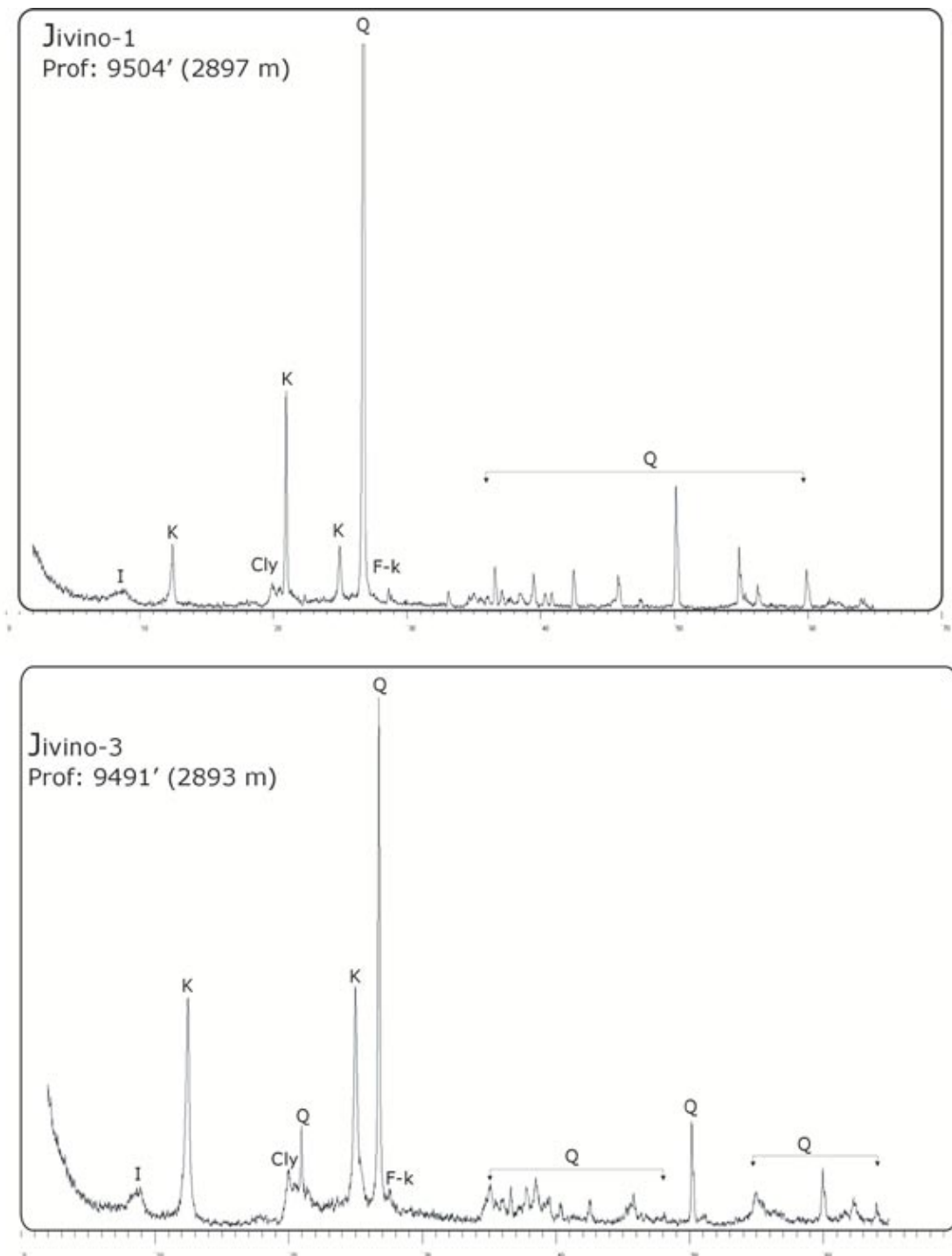
Parámetros generales

Po = Porosidad inicial
 IGV = Volumen intergranular
 $IGV = (Cemeto\ total + Porosidad\ intergranular)$
 COPL = Pérdida de porosidad por compactación
 $COPL = Po - (((100-Po)*IGV)/(100-IGV))$
 CEPL = Pérdida de porosidad por cementación
 $CEPL = (Po - COPL)* ((Cemento\ total)/IGV)$
 ICOMPACT = Índice de compactación
 $ICOMPACT = COPL/(COPL+CEPL)$

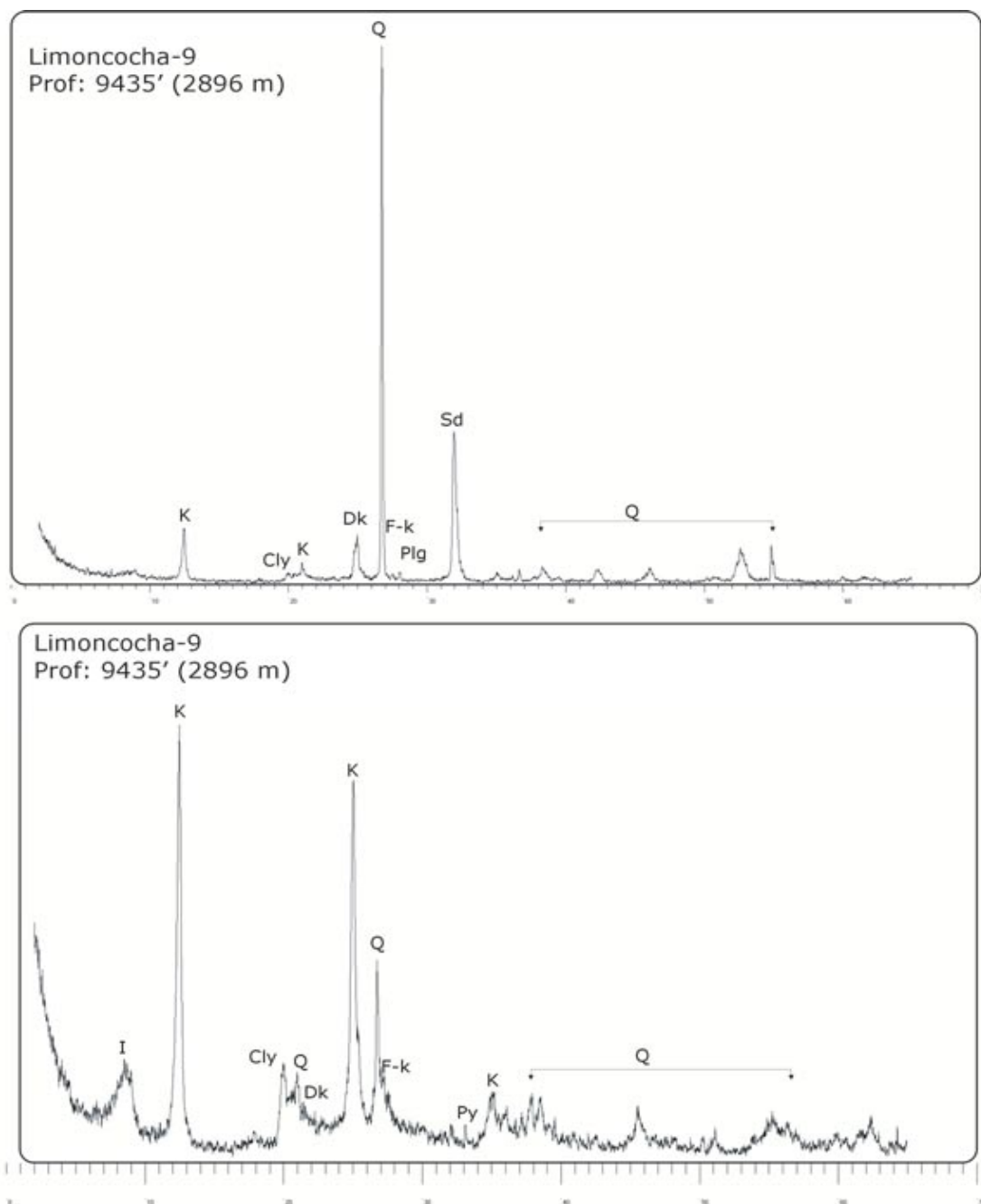
Anexo 6.8. Componentes cuantificados en las muestras estudiadas de las areniscas “U” y “T”.



Anexo 6.9. Difractogramas de la fracción arcillosas del pozo Jivino-1. I: Illita; k: caolín; Q: cuarzo; Cly: arcillas; F-k: feldespato-potásico; Plg: plagioclase; Sd: siderita; Py: pirita; Cl-mosc: clorita/moscovita; Ca: Calcita.



Anexo 6.10. Difractogramas de la fracción arcillosas del pozo Jivino-1 y Jivino-3.
*I: Illita; k: caolín; Q: cuarzo; Cly: arcillas; F-k: feldespato-potásico; Plg: plagioclasa;
 Sd: siderita;*



Anexo 6.11. Difractogramas de la fracción arcillosas del pozo Limoncocha-9. I: Illita; k: caolín; Q: cuarzo; Cly: arcillas; F-k: feldespatos-potásicos; Plg: plagioclase; Sd: siderita;

	Pozo	ARENA		Coordenadas		fecha
		"T"	"U"	Y	X	
A R E N I S C A S	Aguarico-3		X	9991843,6	316091,37	ago-03
	Auca-4	X		9935256,1	290204,33	ago-03
	Cononaco-9	X		9887560,3	284012,02	ago-03
	Cononaco-16		X	9889607,9	285055,06	ago-03
	Eden-1	X		9940824	377859,03	ago-03
	Eden-12		X	9940824	397855	ago-03
	Dumbique-1		X	9889605	377865	ago-03
	Limonco-10		X	9962586,4	314109,92	ene-04
	Tetete-11		X	1019829,6	329700	ago-03
	Yuca-8	X		9947481,7	302344,49	ago-03
	Yuca-9		X	9949453,3	302285,97	ago-03

Anexo 7.1. Muestras de los crudos analizados, correspondiente a las areniscas "U" y "T".

Formaciones	Eventos	Edad inicia (Ma)	Tetete-1 Espesor Pie(metro)	Jivino-1 Espesor Pie(metro)	Marañacu-1 Espesor Pie(metro)	Pucuna-2 Espesor Pie(metro)	Eden-10 Espesor Pie(metro)	Limoncocha-9 Espesor Pie(metro)	Jivino-3 Espesor Pie(metro)	Cononaco-4
	Hiato-1	3								
Mesa+Chambira Arajuno+Chalcana	Fm.	21	4886	5266	4930	5427	4063	4200	5180	5588
	Hiato-2	25								
Orteguaza	Fm.	40	550	876	1018	520	840	800	877	1500
	Hiato-3	44								
Tiyuyacu	Fm.	55	2000	1545	1398	1450	1258	2900	1700	1300
	Hiato-4	64								
Tena	Fm.	72	880	678	732	1300	508	600	678	924
	Hiato-5	74								
	Erosion-1	76	-220							
Napo	Fm.	104	908	1179	1143	1070	1088	1249	1348	1106
Hollin	Fm.	117	18	1179	46	183	135	81	217	453
	Erosion-2	125	-180							
Chapiza	Fm.	154								
Prof. Total			42	12	444	143	36			

Anexo 7.2. Parámetros utilizados para la evaluación térmica de la cuenca.

Mean Random Reflectance (0.01 % Increment)	Burial Heating Tpeak (Celsius)	Hydrothermal Metamorphism Tpeak (Celsius)	Mean Random Reflectance (0.1 % Increment)	Burial Heating Tpeak (Celsius)	Hydrothermal Metamorphism Tpeak (Celsius)
0.40	62	35	1.1	144	164
0.41	64	38	1.2	151	175
0.42	66	41	1.3	157	186
0.43	68	44	1.4	163	195
0.44	70	47	1.5	169	204
0.45	71	50	1.6	174	212
0.46	73	53	1.7	179	220
0.47	75	56	1.8	184	227
0.48	77	58	1.9	188	234
0.49	78	61	2	192	241
0.50	80	64	2.1	196	247
0.51	82	66	2.2	200	253
0.52	83	69	2.3	203	259
0.53	85	71	2.4	207	264
0.54	86	73	2.5	210	269
0.55	88	76	2.6	213	274
0.56	89	78	2.7	216	279
0.57	91	80	2.8	219	284
0.58	92	83	2.9	222	288
0.59	93	85	3	225	293
0.60	95	87	3.1	228	297
0.61	96	89	3.2	230	301
0.62	97	91	3.3	233	305
0.63	99	93	3.4	235	309
0.64	100	95	3.5	237	312
0.65	101	97	3.6	240	316
0.66	102	99	3.7	242	319
0.67	104	101	3.8	244	323
0.68	105	103	3.9	246	326
0.69	106	105	4	248	329
0.70	107	107	4.1	250	333
0.71	108	108	4.2	252	336
0.72	109	110	4.3	254	339
0.73	111	112	4.4	256	342
0.74	112	114	4.5	258	345
0.75	113	115	4.6	260	347
0.76	114	117	4.7	261	350
0.77	115	119	4.8	263	353
0.78	116	120	4.9	265	355
0.79	117	122	5	266	358
0.80	118	124	5.1	268	361
0.81	119	125	5.2	270	363
0.82	120	127	5.3	271	365
0.83	121	128	5.4	273	368
0.84	122	130	5.5	274	370
0.85	123	131	5.6	276	372
0.86	124	133	5.7	277	375
0.87	125	134	5.8	278	377
0.88	126	136	5.9	280	379
0.89	127	137	6	281	381
0.90	128	139	6.1	282	383
0.91	128	140	6.2	284	385
0.92	129	142	6.3	285	388
0.93	130	143	6.4	286	390
0.94	131	144	6.5	288	392
0.95	132	146	6.6	289	393
0.96	133	147	6.7	290	395
0.97	134	148	6.8	291	397
0.98	134	150	6.9	292	399
0.99	135	151	7	294	401
1	136	153			

Anexo 7.3. Tabla de temperaturas según la reflectancia de la vitrinita, propuestas por Baker y Pawlewicz (1994).

Heat Flow by Basin Type

Type of Basin		HFU	mW/m ²
Extensional Basins			
Active ocean ridges	Range	2.9-4.9	120-205
	Mode	2.9	120
Active back-ridge basin (syn-rift)	Range	1.6-2.7	67-118
	Mode	2.0	85
Active rift-passive margin (syn-rift)	Range	1.5-2.6	63-110
	Mode	1.9	80
Thermally subsiding rift or passive margin (post-rift)	Range	0.9-1.6	37-66
	Mode	1.2	50

Compressional Basins			
Collisional fold belt	Range	1.0-2.4	40-96
	Mode	1.7	70
Fore-arc basin, unrelated arc magmatism	Range	0.5-1.1	20-45
	Mode	0.8	35
Ocean trench foreland (Foothills to margin)		1.0-1.9	40-80

Strike-Slip Basins			
Active strike-slip w/ deep lithosh. action	Range	1.9-2.9	80-120
	Mode	2.4	100
Active strike-slip w/ shallow crustal ext.	Range	1.2-1.6	50-68
	Mode	1.4	60

Anexo 7.4. Parámetros de flujos de calor para una determinada cuenca sedimentaria, según Plate River Associated (2003).

BasinMod 1-D Depth Triggers Report
 Licensed to: Universidad Complutense de
 Release Name: June 2003 Release
 Build Date: 2003-06-25
 Model Name: Limoncococha-9
 File Name: ILimon-9(25-04-05).mod
 Date: May 4, 2005
 Time: 8:48 pm

Time: 0.00 (my)

Depth to Early Mature
 Maturity VR LLNL = 0.50 (%Ro) in the Orteguaza formation at 4811.25 (feet)

Depth to Mid Mature
 Maturity VR LLNL = 0.70 (%Ro) in the Tiyuyacu formation at 7438.74 (feet)

Depth to Early Generation
 Transformation Ratio = 0.10 (fraction) in the Napo formation at 8533.13 (feet)

Depth to Main Phase
 Transformation Ratio = 0.25 (fraction) in the Napo formation at 8533.13 (feet)

Depth to Late Generation
 Transformation Ratio = 0.65 (fraction) in the Napo formation at 8877.20 (feet)

Depth to Peak Oil
 Transformation Ratio = 0.60 (fraction) in the Napo formation at 8745.79 (feet)

Time to Early Mature (bottom) (Maturity VR LLNL = 0.50 (%Ro))
 Formation : (my)
 Napo : 46.09

Time to Mid Mature (top) (Maturity VR LLNL = 0.70 (%Ro))
 Formation : (my)
 Napo : 8.34

Time to Mid Mature (bottom) (Maturity VR LLNL = 0.70 (%Ro))
 Formation : (my)
 Napo : 15.52

Time to Early Gen. (top) (Transformation Ratio = 0.10 (fraction))
 Formation : (my)
 Napo : 9.19

Time to Early Gen. (bottom) (Transformation Ratio = 0.10 (fraction))
 Formation : (my)
 Napo : 16.51

Time to Peak Oil (top) (Transformation Ratio = 0.60 (fraction))
 Formation : (my)

Time to Peak Oil (bottom) (Transformation Ratio = 0.60 (fraction))
 Formation : (my)
 Napo : 7.39

Anexo 7.5. Informe sobre la madurez y generación del petróleo, en el pozo Limoncococha-9.

BasinMod I-D Depth Triggers Report
 Licensed to: Universidad Complutense de Madrid
 Release Name: June 2003 Release
 Build Date: 2003-06-25
 Model Name: Jivino 3
 File Name: Jiv-3(25-04-05).mod
 Date: May 4, 2005
 Time: 7:36 pm

Time: 0.00 (my)

Depth to Early Mature

Maturity VR LLNL = 0.50 (%Ro) in the Rec+Ararj+Cur+Chalc formation at 4910.87 (feet)

Depth to Mid Mature

Maturity VR LLNL = 0.70 (%Ro) in the Tiyuyacu formation at 7424.51 (feet)

Depth to Early Generation

Transformation Ratio = 0.10 (fraction) in the Napo formation at 8465.54 (feet)

Depth to Main Phase

Transformation Ratio = 0.25 (fraction) in the Napo formation at 8465.54 (feet)

Depth to Late Generation

Transformation Ratio = 0.65 (fraction) in the Napo formation at 8890.67 (feet)

Depth to Peak Oil

Transformation Ratio = 0.60 (fraction) in the Napo formation at 8765.83 (feet)

Time to Mid Mature (top) (Maturity VR LLNL = 0.70 (%Ro))

Formation : (my)

Napo : 6.78

Time to Mid Mature (bottom) (Maturity VR LLNL = 0.70 (%Ro))

Formation : (my)

Napo : 13.45

Time to Early Gen. (top) (Transformation Ratio = 0.10 (fraction))

Formation : (my)

Napo : 7.45

Time to Early Gen. (bottom) (Transformation Ratio = 0.10 (fraction))

Formation : (my)

Napo : 14.12

Time to Peak Oil (bottom) (Transformation Ratio = 0.60 (fraction))

Formation : (my)

Napo : 6.89

Anexo 7.6. Informe sobre la madurez y generación del petróleo, en el pozo Jivino-3.

BasinMod 1-D Timeslice Report
 Licensed to: Universidad Complutense de Madrid
 Model Name: Cononaco-4
 File Name: cononaco-4.mod
 Date: May 5,2005
 Time: 7:21 pm

Time: 0.00 (my)

Depth to Early Mature

Maturity VR LLNL = 0.50 (%Ro) in the Ortegaaza formation at 6427.19 (feet)

Depth to Mid Mature

Maturity VR LLNL = 0.70 (%Ro) in the Napo formation at 9608.66 (feet)

Depth to Early Generation

Transformation Ratio = 0.10 (fraction) in the Napo formation at 9368.13 (feet)

Time to Early Mature (top) (Maturity VR LLNL = 0.50 (%Ro))

Formation : (my)

Napo : 16.28

Time to Early Mature (bottom) (Maturity VR LLNL = 0.50 (%Ro))

Formation : (my)

Napo : 28.41

Time to Mid Mature (top) (Maturity VR LLNL = 0.70 (%Ro))

Formation : (my)

Time to Mid Mature (bottom) (Maturity VR LLNL = 0.70 (%Ro))

Formation : (my)

Napo : 5.73

Time to Early Gen. (top) (Transformation Ratio = 0.10 (fraction))

Formation : (my)

Time to Early Gen. (bottom) (Transformation Ratio = 0.10 (fraction))

Formation : (my)

Napo : 6.78

Time to Main Phase (top) (Transformation Ratio = 0.25 (fraction))

Formation : (my)

Time to Main Phase (bottom) (Transformation Ratio = 0.25 (fraction))

Formation : (my)

Napo : 2.04

Formation/Event	Depth SSurf	Temp
Top & Bottom		
Napo	9348.83	110.55
	10463.18	119.23

Units:

Depth Subsurface: (feet)

Temperature: (C)

Anexo 7.7. Informe sobre la madurez y generación del petróleo, en el pozo Cononaco-4.